Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon ⟨Zentrales Tibesti⟩

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

1969

Vorgelegt von Gerd Jannsen aus Niebüll

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548902_0038

LEBENSLAUF

Am 7. 4. 1939 wurde ich in Niebüll geboren. Meine Eltern sind Georg Jannsen und seine Frau Irmgard geb. Weck. Im Jahre 1947 wurde ich in die Volksschule Dagebüll eingeschult. Als im August 1947 in der Schule Kleiseerkoog der Unterricht wieder aufgenommen wurde, wechselte ich dorthin. Ab Ostern 1951 besuchte ich das neusprachliche und naturwissenschaftliche Gymnasium in Niebüll bis zur Reifeprüfung im Februar 1958. Nach einem halbjährigen Baupraktikum im Sommer 1958 in Kiel wurde ich im Wintersemester 1958/59 an der Technischen Universität Berlin für die Fachrichtung Bau- und Verkehrswesen immatrikuliert. Zum Sommersemester 1959 erfolgte die Umschreibung zur Fachrichtung Mathematik und zum Wintersemester 1959/60 der Wechsel zur Freien Universität. Hier habe ich zunächst Mathematik und im zweiten Fach Geographie studiert bis zum Sommersemester 1963. Nach dem Fachwechsel legte ich meine Vordiplomsprüfung in Geographie im November 1963 ab. Im Sommersemester 1965 bestand ich die Diplomprüfung im gleichen Fach. Der Titel meiner Arbeit lautete: „Studien über den eiszeitlichen Formenschatz im Oberharz". Seit dem 1. Oktober 1966 bin ich wissenschaftlicher Assistent am II. Geographischen Institut der Freien Universität.

Das Thema meiner Dissertation ergab sich aus den Forschungen an der Außenstelle der Freien Universität in Bardai (Tibesti, Rep. du Tchad) im Jahre 1965/66.

Ich bin seit dem 2. 4. 1965 mit Sigrid Jannsen geb. Hempel verheiratet.

Für die wissenschaftliche Beratung und Unterstützung bei dieser Arbeit bin ich Herrn Professor Dr. J. Hövermann zu Dank verpflichtet. Durch die Diskussionen mit den Mitarbeitern des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin wurde der Fortgang der Arbeit wesentlich gefördert. Ihnen allen möchte ich hiermit meinen Dank aussprechen. Zu danken habe ich darüberhinaus Herrn Professor Dr. Hövermann dafür, daß ich die Untersuchungen von der Außenstelle der Freien Universität in Bardai aus durchführen konnte. Ein Reisestipendium dorthin stellte die Alexander-von-Humboldt- und Carl-Ritter-Stiftung zur Verfügung.

Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon ⟨Zentrales Tibesti⟩

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

(12 Seiten Abbildungen, 41 Bilder, 3 Karten)

Vorgelegt von Gerd Jannsen aus Niebüll

Gutachter:

Professor Dr. J. Hövermann

Professor Dr. H. Hagedorn

Tag der mündlichen Prüfung: 18. 11. 1969

Tag der Promotion:

D 188

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Zugleich Heft 9 der Berliner Geographischen Abhandlungen.
Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin 1970.

INHALTSVERZEICHNIS

1	Problemstellung	7
2	Arbeitsgebiet	7
21	Wahl des Arbeitsgebietes	7
22	Kenntnisstand	8
23	Probleme, aus dem Arbeitsgebiet herrührend	8
24	Gliederung	8
25	Geologie	9
3	Fluviale Terrassen	10
31	Die Terrassen im Tarso Voon	10
311	Die Beckenverschüttung	10
312	Die Hauptterrasse	12
313	Die Niederterrasse	14
314	Die Abfolge der Terrassen	14
315	Das Tallängsprofil	16
316	Zwei weitere Terrassenreste im Tarso Voon	16
317	Das Denudationsniveau	16
32	Die Terrassen in den nicht zum Tarso Voon entwässernden Tälern	17
321	Terrassen im Enneri Soborom-Souradom	17
3211	Einige Bemerkungen zur geologischen Situation der Tarso Voon Westabdachung	17
322	Terrassen im Enneri Kochen	19
33	Die Beziehung der beschriebenen Terrassen zueinander und ihre Verbindung mit den aus anderen Untersuchungen bekannten Terrassen in den großen Tälern des Tibesti	19
4	Talformen	20
41	Im Terrassenbereich des Tarso Voon	21
411	Kastental	21
412	Kerbtal	22
413	Muldental	22
42	Im Gebiet des Tarso Idri	22
412	Kastental	22
422	Kerbtal	22
423	Muldental	22
424	Sonderformen	23
43	Die Talformen im westlichen und nordwestlichen Randbereich	23
431	Formen der Talanfänge	23
44	Schlußfolgerungen	24
5	Die Hangformen	24
51	Unselbständige Hänge	24
52	Selbständige Hänge	24
521	Haldenhänge	24

522	Schutthänge	25
523	Flachhänge	25
53	Das Alter der Hänge und ihre Beziehung zu den fluvialen Terrassen	26
6	Die Schuttdecke	26
61	Aufbau der Schuttdecke	26
611	Der allochthone Charakter der Schuttdecke	27
62	Der Kleinformenschatz der Oberfläche	27
621	Schuttzungen	27
622	Hangterrassetten	28
623	Ringförmige Strukturen in der Schuttdecke	28
63	Deutung der Kleinformen auf den Hängen	29
7	Klimaverhältnisse in Höhen über 2000 m	29
71	Temperatur der Luft und der Bodenoberfläche	29
72	Feuchtigkeit	30
8	Zur Frage einer rezenten periglazialen Höhenstufe	31
81	Alter der schuttbedeckten Hänge	31
82	Alter der Schuttdecken	31
821	Bodenbildungen	31
83	Deutung	32
	Literatur	33
	Anhang	
	Abbildungen	
	Profile	
	Figuren	
	Kurven	
	Kartentafeln (s. Kartentasche)	

1 PROBLEMSTELLUNG

Schon zu Beginn der fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts, kaum 10 Jahre nach dem Erscheinen der Zusammenstellung und Ordnung der solifluidalen und periglazialen Befunde durch C. TROLL (1944), finden sich die Angaben im Schrifttum über Erscheinungen in ariden Gebirgen, die der Aussage TROLLs widersprechen: Schneegrenze, Waldgrenze und Solifluktionsgrenze steigen generell gleichsinnig vom Pol zum Äquator an. Die Angaben von Musterböden, die als periglaziale Formen gedeutet werden, in Höhen von 1400 m (BUDEL, J. 1952, 1955, Hoggar) und 2200 m (HÖVERMANN, J. 1954, Äthiopien) machten den so beschriebenen Verlauf fraglich. Auch die zahlreichen Untersuchungen in den mediterranen Randgebirgen verlegen die Strukturbodengrenze (nach HÖLLERMANN, J. 1967 S. 10 „eine verläßlichere Grundlage für die Abgrenzung ... des Periglazialbereiches als die vorgenannten Verfahren") sehr viel weiter abwärts. Die Angaben bei TROLL haben sich für diesen Bereich als zu hoch erwiesen. Auch die Aussage „die Frostmusterböden (sind) allenthalben in ihrer Höhenlage an die Nähe der heutigen Schneegrenze gebunden. Sie liegen wohl ausnahmslos (von aklimatischer Verstärkung des Phänomens abgesehen) über der eiszeitlichen Schneegrenze oder wenigstens in ihrer Nähe" (TROLL, C. 1944 S. 557) hat nach den umfangreichen Untersuchungen und Materialsammlungen von MESSERLI (MESSERLI, B. 1967) ihre Gültigkeit verloren. MESSERLI stellt fest: „Wie wir diese Daten auch auswerten, immer zeigt sich die bedeutende Ausweitung der Solifluktionsstufe (von maritimen zu kontinentalen Klimaprovinzen hin)" (MESSERLI, B. 1967 S. 202).

Nachdem festgestellt werden konnte, daß die Untergrenze der rezenten und pleistozänen periglazialen Erscheinungen vom Libanon nach Syrien, d. h. zum Kontinentinneren, zum ariden Bereich hin abfällt (ABDULSALAM, A. 1966), ergab sich die Frage, hervorgerufen durch die Beobachtung sehr niedriger Strukturformen im Hoggar (BUDEL, J. 1952, 1955. BECKER, C. 1965, HOFFMANN, C. 1965), ob dieses Absinken im Sinne von HÖVERMANN, J. (1960, 1962) zu den Trockenräumen der Sahara hin auch für das Tibesti erkennbar wäre.

Auf einer Forschungsreise in das Tibesti 1962 konnten dazu erste Beobachtungen gesammelt werden (HÖVERMANN, J. 1963). Ende 1964 konnte diese Frage im Tibesti weiter verfolgt werden (HAGEDORN, H. 1966, HÖVERMANN, J. 1967). Hier stellt HÖVERMANN fest (S. 151): Es „stellt sich ein weiterer Relieftyp ein, dessen Verbreitung im Tibesti-Gebirge mit dem Auftreten kräftiger Fröste übereinstimmt" und weiter: „5. das periglaziale Höhenrelief mit Schottersohlen in den Talböden und glatten Schutthängen, innerhalb dessen die Steuerung der Abtragungs- und Formungsprozesse durch flächenhafte Bodenversetzung erfolgt" (ebda. S. 156), von HAGEDORN (1966 S. 55, 1969 S. 405) als „periglazial-fluviales" Relief bezeichnet[1].

Scheint damit zunächst das Problem geklärt und die Existenz einer periglazialen Höhenstufe gesichert, so ergeben die Arbeiten von ROGNON im Atakor neue Probleme (ROGNON, P. 1960, 1963, 1967). Auch er weist solifluidale Formen und Ablagerungen — oberhalb von 2000 m auch Nivationsformen — hohen Alters nach, deren spätere Überprägung gering gewesen sei (ROGNON, P. 1963 b S. 21). Im gleichen Aufsatz (S. 24, Fig. 3) gibt er für Schutt in etwa 2100 m Höhe an: „petits blocs dus au gel actuel". Diese Beobachtungen und die Verbindung von Solifluktionserscheinungen und Nivationsformen mit pleistozänen Kaltphasen im Atakor (ROGNON, P. 1967) ergeben für die Befunde von HÖVERMANN und HAGEDORN in den Hochgebieten des Tibesti eine dreifache Fragestellung:

1. Sind die weitverbreiteten Hangschuttdecken einer oder mehreren älteren Kaltphasen zuzuordnen? — Das impliziert die Frage nach der Anlage der Hänge selbst. —

2. Existiert eine spezielle Form der Verwitterung (Frost, Salz), die diese Gebiete von den tiefer gelegenen abhebt?

3. Gibt es Indizien, die für rezente Umlagerung im Sinne der flächenhaften Bodenversetzung ausgelöst durch Frost sprechen?

2 DAS ARBEITSGEBIET

21 Wahl des Arbeitsgebietes

Auf Grund dieser Fragen wurden in den Jahren 1965 und 1966 von der Forschungsstation Bardai der Freien Universität Berlin aus 5 längeren Untersuchungsbegehungen im Bereich des Tarso Voon, Soborom, Souradom und eine am Westabfall des Tarso Toon durchgeführt. Für die Wahl des Arbeitsgebietes waren fünf Punkte ausschlaggebend:

1. Die absolute Höhe des Gebietes mußte um und über 2000 m betragen.

2. Das Gebiet mußte Flächen, auf denen sich eventuell frostgesteuerte Vorgänge nachweisen lassen, und Täler, die eine Aussage über die fluvialen Vorgänge gestatten, umfassen.

3. Wegen der Frage der zeitlichen Ordnung der Hänge und des Hangschuttes mußten fluviale, klimatisch bedingte Akkumulationsterrassen vorhanden sein.

---

1 Von HÖVERMANN (1963, S. 128 ff Bild 3) als „periglazial-fluviatiles Relief" erwähnt. Diese relief-beschreibende Bezeichnung kann für das Tibesti beibehalten werden (s. S. 32), obwohl jeder periglaziale Formenbereich ein durch spezielle Variationen der abtragenden Prozesse (vorwiegend durch Bodeneis verursacht) gekennzeichneter Bereich innerhalb der fluvialen Formenbereiche ist (ERGENZINGER, P. und JANNSEN, G. 1969).

4. Eine hinreichend genaue geologische Aufnahme und tektonische Analyse sollte eigene geologische Arbeiten erübrigen.

5. Das Gebiet mußte relativ leicht erreichbar sein.

Diese Bedingungen waren für den Bereich am nördlichen Rande des Tarso Voon gegeben.

22 Kenntnisstand

Die geographische, geologische und geomorphologische Kenntnis dieses Gebietes ist noch keine 50 Jahre alt. 1917 erwähnt BLAIZOT (BLAIZOT, R. 1917 Karte) den Namen Tarso Wohou, ohne ihn in der Karte der Region von Soborom genau zu lokalisieren. NACHTIGALs (1879) Angaben über Soborom — von ihm als Yerike bezeichnet — werden in dieser Karte berichtigt, so daß erst seitdem die Lage der heißen Quellen auf der südwestlichen Abdachung bekannt ist. Die Höhenangaben bei BLAIZOT stimmen nicht, wie spätere Messungen gezeigt haben. Später taucht der Name Tarso Wohow in der Karte von TILHO auf, der auf dieser endgültig die Dreiecksgestalt des Tibesti-Gebirges darstellt (TILHO, J. 1920). Hier wie in dem vorigen Fall sprechen Lageangabe und Lautähnlichkeit der Namen dafür, daß sie sich auf den heute als Tarso Voon bekannten Bereich beziehen. Eine neue Schreibweise taucht 1924 als Tarso Ouon in einer weiteren Karte auf (Cpte. ROTTIER, 1924). Keine der bisher genannten Karten stellt den Tarso Voon als Becken oder fast geschlossene Hohlform dar. 1934 stellt DALLONI den Tarso Voon topographisch annähernd richtig dar unter Verwendung der Aussage von TILHO (1919), daß es sich um eine Hohlform mit einem Durchmesser von etwa 8 km handele. In der Karte bei DALLONI wird der im Enneri Yedri vorhandene Ausfluß nicht eingetragen. Aus mehreren Äußerungen geht hervor, daß auch die „Mission au Tibesti" nur wenig Kenntnis über dieses Gebiet erworben hat. M. DALLONI nimmt beispielsweise an, daß es sich bei dem Gebilde um einen Krater handelt, in dem ein See gestanden haben soll. — „Ces cratères-lac sont ceux du Koussi; du Voon, du Toussidé, du Bégour" (1934, S. 138). A. LACROIX stellt im selben Band die Frage (S. 178), ob es sich bei dieser Hohlform um eine Caldera handele. Die Gleichsetzung der vier Krater durch DALLONI scheint darauf zu beruhen, daß er den Ausfluß aus dem Tarso Voon nicht kennt. Aus den Kenntnissen über die anderen Krater des Tibesti wurde auf den Tarso Voon geschlossen. Erst mit den neueren Karten ergibt sich ein klares Bild des Gebietes. Die vom IGN aufgenommenen Luftbilder (Maßstab etwa 1 : 50 000) erlaubten zusammen mit den astronomischen Ortsbestimmungen eine genaue topographische Darstellung, die ihren Ausdruck in den Blättern der Internationalen Weltkarte (IWK) 1 : 1 000 000 und einigen bisher erschienenen Blättern der CARTE de l'AFRIQUE CENTRALE 1 : 200 000 gefunden hat. Auch die Vorläufer dieser Karten, die MINUTE PHOTOGRAMMETRIQUE 1 : 200 000 leisten wertvolle Orientierungshilfe.

Nach den frühen Forschungen mit geographischer und besonders geologischer und mineralogischer Fragestellung rückte in den fünfziger Jahren das Gebiet erneut in die Interessensphäre vor allem der französischen Geologen. Die Zusammenfassung dieser Forschungsergebnisse lieferte VINCENT in seiner „Thèse" (VINCENT, P. M. 1963).

23 Probleme, aus dem Arbeitsgebiet herrührend

Diese Arbeit ergab für die eigenen Untersuchungen ein weiteres Problem. Nach den geomorphologischen Arbeiten von der Forschungsstation Bardai aus mußte angenommen werden, daß die von VINCENT erwähnten quartären Alluvionen im Tarso Voon zu gliedern sind, wie die (veröffentlichten und unveröffentlichten) Arbeiten es für die Ablagerungen in den großen Tälern des Tibesti zeigen. Darüberhinaus mußte die Bemerkung von DALLONI über die Existenz eines Sees im Tarso Voon in die Fragestellung mit einbezogen werden, da im Zoumri-Bardagué-Talsystem junge lacustre Sedimente nachgewiesen werden konnten (JÄKEL, D. 1967, MOLLE, H.-G. 1968). Das Gebiet um den Tarso Voon erfordert also über Bearbeitung der zu Beginn aufgeführten Fragen hinaus die Auseinandersetzung mit neuen Problemen. Als Arbeitsbereich wurde der gesamte nördliche durch die Entwässerung zum Zoumri bestimmte Teil, ausgehend von der Kamelpiste zwischen der Oase Mossa und dem Tarso Voon oberhalb der Höhen von 1800 m, das Innere des Tarso mit den steilen Hängen und dem flachen Boden, das Gebiet auf der westlichen Abdachung von Soborom bis Souradom und der Bereich nördlich des Tarso Soborom in Richtung der Piste nach Bardai zur Untersuchung ausgewählt. Ein Teil dieses Gebietes wurde flächenhaft im Maßstab 1 : 25 000 kartiert. Die Flußläufe des Enneri Soborom-Souradom und des Enneri Kochen wurden zum Vergleich mit dem Boden des Tarso Voon auf die Existenz von Flußterrassen hin untersucht (s. Kartenskizzen).

24 Gliederung

Das Gebiet umfaßt vier Bereiche mit verschiedenen hydrographischen Systemen.

1. der innere Bereich des Tarso Voon, dessen Zuflüsse von den Rändern her im Innern zusammenlaufen und sich im Enneri Yedri sammeln. Dieser muß als Erosionsbasis der Zuflüsse aufgefaßt werden (Abb 1, 2, 3).
2. der Bereich der nördlichen Abdachung, der aus dem System des Enneri Kochen und den auf dem flachen schildförmigen nördlichen Hang des Tarso Voon in Richtung zum Zoumri radial verlaufenden Tälern besteht. Das Enneri Yedri gliedert sich nach dem Verlassen des Tarso über eine Strecke mit Steilgefälle und vielen Wasserfällen diesem radialen Netz ein.
3. der Bereich des Enneri Soborom-Souradom, das mit seinen Nebentälern zum hydrographischen System der westlichen Tibesti-Abdachung gehört.
4. der Bereich, der westlich des Ehi Mousgou zum Enneri Zoumri hin entwässert.

Für alle vier Bereiche ist zwar die Haupterosionsbasis im Tibesti-Vorland gegeben, jedoch können Flachgefällestrecken, häufig oberhalb von Gefällsbrüchen auftretend, zu lokalen Erosionsbasen werden, von denen aus rückschreitend ins Gebirge hinein erodiert wird, ohne daß die Lage der lokalen Basis wesentlich verändert wird.

25 Geologie

Obwohl das Gebiet des Tarso Voon im Vergleich zu anderen Teilen des Tibesti geologisch nur unvollkommen untersucht ist, wurden die Kenntnisse in einer Karte festgehalten (Kartenskizze 1). Dabei wurden im beschränkten Umfang eigene Beobachtungen und Luftbildinterpretationen verwendet, vorwiegend aber zurückgegriffen auf die Angaben in der „MINUTE PHOTOGRAMMETRIQUE" (Blätter NF-33VI und NF-33XII) und auf die Arbeit von VINCENT (1963). Einige Kapitel in dieser Arbeit und wenige ältere Arbeiten (GEZE, B. und VICENT, P. 1957; VINCENT, P. 1957; GEZE, B. und HUDELEY, H. und VINCENT, P. und WACRENIER, P. 1957, 1959) geben Aufschluß über die allgemeine und großräumige Einordnung des Tarso Voon (als Caldera) in die vulkanischen Phasen des Tibesti. Als Karte steht bisher nur die „carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti 1 : 1 000 000 (WACRENCIER, P. und HUDELEY, H. und VINCENT, P. 1958) zur Verfügung, der aber wegen des Maßstabs keine genaueren Aussagen über das Untersuchungsgebiet zu entnehmen sind. Nicht einmal die von VINCENT (1963 S. 149—153) näher behandelten Spezialstrukturen von Soborom und Souradom werden erkenntlich. Aus diesem Grunde soll versucht werden, die geologischen Verhältnisse in den unter 24 genannten Gebieten zu kennzeichnen.

Der gesamte Bereich ist Teil einer Form, die von VINCENT (1963 S. 147) als „caldeira ignimbritique" bezeichnet wird. Darunter versteht er Formen, die im Tibesti durch die Calderen des Tarso Voon und Yirrigué vertreten sind, mit den folgenden Merkmalen:

1. Sie liegen in der Gipfelpartie schildförmiger Ignimbritdecken.

2. Ihre Lage ist vom älteren Vulkanismus unabhängig.

3. Der Untergrund, in den sie eingesunken sind, war bereits vorher gestört.

4. Mit dem Einsinken endet der saure Vulkanismus, zu dem sie gehören; ihr Boden bleibt flach, da es keine domartigen Aufwölbungen und Extrusionen mehr gab.

5. An den Randstufen und auf den Außenböschungen tritt parasitärer Vulkanismus auf.

Für den Tarso Voon tritt damit tektonische Ruhe in Hinsicht auf Bewegungen, die den ganzen Bereich erfassen, bereits am Ende der jüngsten Ignimbrit-Phase (Ablagerung der Série claire III, SC III) ein. Lediglich die basaltischen Ergüsse besonders des nördlichen Randes zeigen noch eine spätere, zeitweilige, lokal eng begrenzte vulkanische Aktivität an. Auch auf der westlichen Abdachung treten Strukturen auf (Soborom und Souradom), die auf jüngere tektonische Bewegungen im Gebiet des Tarso Voon zurückzuführen sind. Die jüngsten vulkanischen Decken gehören zur basischen Phase der „Série noire 3" (SN 3), an einer Stelle möglicherweise zur SN 4.

Aus der Asymmetrie der Caldera ergibt sich die unterschiedliche geologische Struktur innerhalb der Bereiche 1 und 2 (s. 24), in denen vorwiegend die morphologischen Untersuchungen kleinräumig durchgeführt wurden (s. Kartenskizze 2). Das Becken hat den Grundriß eines Rechtecks mit abgerundeten Ecken. Die lange Seite hat eine NW-SO-Erstreckung von 18 km, die kurze eine NO-SW-Erstreckung von 14 km. Die geologische Asymmetrie läßt sich gut an den Oberflächenformen der einzelnen Bereiche erkennen. Der östliche und südöstliche innere Rand wird von flach ansteigenden Ignimbrit-Rampen gebildet, die unter die Alluvionen des Bodens abtauchen. Die Ignimbrite sind ungestört in ursprünglicher Lage erhalten und gehören zur SC III. Der Rand ist sehr regelmäßig aufgebaut; über den Ignimbriten folgen, eine Stufe bildend, die Basalte der SN 3. Das Talnetz ist dementsprechend sehr regelmäßig und zentripetal auf das Zentrum ausgerichtet.

Anders ist die Situation am Westrande, die Lagerung der Ignimbritdecken und Rampen ist gestört durch Bruchlinien und Verwerfungen. In treppenförmigen Abbrüchen fällt der Rand auf kurze Distanz von 2600 m auf 2100 m ab (s. Fig. 50 S. 151 bei VINCENT, P. 1963). Die Brüche sind jünger als die Ablagerung der zweiten dunklen Serie (SN 2), möglicherweise sogar jünger als die dritte helle Serie (SC III). Sie sind andererseits älter als die Alluvionen im Becken des Tarso Voon. Auch die Basalte der SN 3 sind bereits in das Becken hineingeflossen. Sie treten in unmittelbarer Nähe als Decken nordöstlich des gestörten Westrandes auf. Nach ihrer Ablagerung können, wenn überhaupt, nur noch geringfügige Bewegungen stattgefunden haben; nachzuweisen sind Bewegungen nicht.

Aufgrund der intensiven tektonischen Beanspruchung und des kleinräumigen Wechsels verschieden harter Gesteine hat sich am westlichen Rande ein kompliziertes Talnetz ausgebildet. Dieser Bereich ist das Hauptliefergebiet für die im Tarso abgelagerten Lockermassen.

Am Nordrande des Tarso-Inneren zeigen schräg in den Tarso geflossene Basalte die Ablagerungen des parasitären Vulkanismus der SN 3 in weiten Flächen an. Sie sind vom eigentlichen Rand, der als Steilkante ausgebildet ist, durch ein Becken getrennt. Darin liegen fluviale Ablagerungen aus dem Pleistozän. Die Steilwand des nördlichen Randes wird aufgebaut aus mächtigen Schichten von Ignimbrit (SC III) mit einer Decke von Basalten der SN 3. Diese Basalte bilden die Fläche des Tarso Idri. Sie liegen ganz flach den Ignimbriten auf. Weiter im Norden enden die Basaltdecken, und die Ignimbrite treten an die Oberfläche. Auch diese Basalte sind dem parasitären Vulkanismus am Tarso Voon zuzurechnen. Dem Tarso Idri aufgesetzt sind einige z. T. sicher jüngere Aschen-, Tuff- und Lavakegel.

Ähnliche Verhältnisse wie auf dem Tarso Idri treten am östlichen Rande wieder auf, nur sind die Basalte der SN 3 weniger weit verbreitet.

Die westliche Abdachung bedarf im Bereich der Strukturen von Soborom und Souradom einer gesonderten Betrachtung. Südlich davon tritt im Prinzip die gleiche Gliederung wie am Tarso Idri auf, wenn sich auch hier die Randstörungen noch auswirken. Die Basalte der SN 3 haben geringere Verbreitung, die unterlagernden Ignimbrite sind von der Abtragung stärker angegriffen als die harten Basaltdecken des Tarso Idri.

Für die morphologischen Untersuchungen eignet sich der Tarso Idri als Beobachtungsfeld für die Kleinformen, der Bereich des Tarso Voon zur Terrassenuntersuchung, der Bereich des westlichen Randes zur Bearbeitung junger Talformen und Hangformen. Über die im Tarso Voon liegende Basaltfläche findet sich der Zusammenhang zwischen Terrassen und Hängen.

3 FLUVIALE TERRASSEN

31 Die Terrassen im Tarso Voon

311 Die Beckenverschüttung

Trotz der kleinen und kurzen Täler, die in den Tarso Voon heineinführen, hat sich in dem Becken eine mächtige Lage von Lockersedimenten (Abb. 4) angesammelt, die schon von VINCENT (VINCENT, P. M. 1963) erwähnt wird. Ihre mögliche oder wahrscheinliche Mächtigkeit schließt er aus der Höhe der heutigen Oberfläche und der unterlagernden Ignimbrit-Oberfläche.

Im SO des Tarso sind Rampen, deren Oberflächen konkordant zur Oberfläche der Ignimbrite liegt, gut erhalten. Sie tauchen zum Beckenzentrum unter die Alluvionen ab. Im Nordteil (dem engeren Arbeitsgebiet) sind ähnliche Rampen nicht ausgebildet, nur die schräg in den Tarso geflossenen Basaltströme deuten auf ein ähnliches, älteres Relief hin (Abb. 3). Aus der Verlängerung des Einfallens der Rampenneigung ins Beckenzentrum ergibt sich eine Mächtigkeit der Lockersedimente von etwa 300 m (VINCENT, P. M. 1963 S. 149). Leider gibt es nur wenige natürliche Aufschlüsse in diesen Lockermassen und diese nur in randlich liegenden Tälern, so daß generell nur aus dem Einfallen der einzelnen Lagen eine Unterstützung für die Aussage VINCENTs abgeleitet werden kann.

Die Aufschlüsse finden sich vorwiegend in der nordöstlichen Ecke des Tarso Voon, wo das Enneri Yedri in einer tiefen Schlucht den Rand der Caldera durchbrochen hat. Sein Einschnitt in die Alluvionen beträgt hier mehr als 15 m, erreicht aber nur stellenweise das Liegende der Lockermassen. Erst in der Durchbruchstrecke durch die mit steiler Front zum Tarso abbrechenden Basalte und Ignimbrite verbleibt der Fluß im Anstehenden.

Ob die hier sichtbaren Lagen der Alluvionen die untersten überhaupt sind, kann nicht gesagt werden. Mehrere Aufschlüsse im Enneri Yedri und Enneri Alahi[1] geben Einblick in Lagerung, Art und Aufbau der Sedimente.

1. Aufschluß (A 1; Fig. 1)
Lage: Prallhang des E. Alahi bei A 1; Höhe 1950 m NN (Anaeroidmessung)

An der Basis liegt Ignimbrit, dessen Einordnung in das System von VINCENT nicht vorgenommen werden kann. Hangend folgen grobe, wirr gelagerte Schotter vorwiegend aus Basalt, stark verwittert und verbacken. Darüber treten kreuzgeschichtete braune Sande, Kiese und Schotter auf — auch diese verwittert und verbacken. Einzelne Schotterlagen gehen als Horizonte durch diese Lage hindurch. Hangend folgen in Linsen die ersten hellen Bimse und Tuffe, überlagert von Grobschottern; darüber folgt ein Schotter-, Kies- und Sandband und eine Lage weißen, feinblättrigen Materials, das weiter im Hangenden folgenden Diatomeen-Lagen entspricht ebenso den in Aufschluß 2 (Fig. 3) bezeichneten Schichten. Darüber liegen wechselnd Sand-, Kies- und Schotterlagen. Hangend treten mächtige, kreuzgeschichtete Sande und Kiese auf. Abschließend folgt wieder ein Schotter-, Kies und Sandband. Darüber erscheint die zweite Lage von Diatomeen an der Basis einer hellen Bims-, Tuff- und Aschenablagerung, die fein geschichtet ist. Das folgende Schotterband mit Sandteilen ist ebenso wie das unterlagernde verbacken. Es folgen nochmals geschichtete, helle Bimse, Tuffe und Aschen. Diese werden hier durch eine Diskordanzfläche gekappt. Die obersten 2 m dieses Aufschlusses lassen sich an einer ein wenig aufwärts liegenden Stelle des bis dahin durchgehenden Aufschlusses 1 genauer angeben (Fig. 2). Oberhalb der gut geschichteten Vulkanite folgt hier noch eine etwa 0,6 m mächtige Lage schwach geschichteter Sande, Kiese und Schotter, wobei die Schotter häufig in Linsen angesammelt, stark vergrust und verbacken sind. Auch die Kiese und Sande sind verfestigt und braun angewittert. Oberhalb einer Erosionsdiskordanz folgen locker geschichtete graue Schotter, Kiese und Sande. Im Hangenden treten schlecht geschichtete grobe Schotter in bräunlichem, sandigem Mittel auf. Eine Diskordanz zwischen den letztgenannten Lagen läßt sich nur aus dem unterschiedlichen Aussehen der Schotter ableiten.

Die beiden Aufschlüsse zeigen, daß mindestens zwei fluviale Akkumulationen unterschiedlichen Alters vorhanden sind:

1. die untere, hier in 13 m Mächtigkeit aufgeschlossen, aufgebaut aus wechsellagernden Sanden, Kiesen und Schottern mit geschichteten, hellen, feinkörnigen Vulkaniten und Lagen von Diatomeen.

2. der hangende Schotterkörper mit Anteilen von Sand und Kies ohne Lagen vulkanischer Feinsedimente.
Eine dritte Akkumulation läßt sich erst im Zusammenhang mit anderen Aufschlüssen nachweisen.

Einige weitere Aufschlüsse, die entlang des Enneri Yedri und des Enneri Alahi liegen, liefern Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen. Die beiden Täler sind scharf kastenförmig in die Akkumulationen eingeschnitten, so daß die Talwände diese fast durchgehend aufgeschlossen haben. Dabei zeigt sich, daß talauf immer höhere Schichten des unteren Körpers angeschnitten sind, die in dem beschriebenen Aufschluß 1 abgetragen sind. Von einer etwa 500 m oberhalb des Punktes A 1 (s. Kartenskizze 1) gelegenen Stelle bietet sich talab folgendes Bild (Abb. 5). Gefällslinie des Tales und Schichten der Akkumulation verschneiden sich im spit-

1 Enneri Alahi: Zur besseren Orientierung wurde dieses bisher nanamenlose Tal von mir als Dank für die aufopfernde Hilfe des Tubbu Alahi nach ihm benannt.

zen Winkel derart, daß letztere stärker zum Tarso hin einfallen. Messungen an den hier aufgeschlossenen Schichten und weitere Vergleichsmessungen am Enneri Yedri ergeben für das Fallen der Schichten Winkel von etwa 3° zum Tarso-Zentrum hin bei umlaufendem Streichen. Die Messungen betreffen vor allem die höheren Teile der unteren Akkumulation, die vorwiegend aus gut geschichteten, sauber abgrenzbaren Lagen aufgebaut sind. Für die tieferen Lagen zeigt schon der Aufschluß 1 die recht wirre Lagerung.

Der höhere Schotterkörper lagert auf einer Diskordanzfläche auf, die die Schichten etwa im Sinne der heutigen Gefällerichtung kappt. Er wird im nordöstlichen Bereich des Tarso Voon selten über 2 m mächtig (Abb. 2).

Auffallend in der unteren Akkumulationsmasse sind die schon erwähnten Lagen fast ganz weißen Materials, das dünnblättrig geschichtet ist. Im Aufschluß 2 (Fig. 3) ergibt sich folgendes Profil:

Auf einer Schotterlage, die durch leicht lehmigen Sand verbacken ist — die Schotter sind schwach vergrust —, liegt dünnblättriges fast weißes Material. Darüber, getrennt durch eine unregelmäßig verlaufende Diskordanz, folgt ebenso dünnblättriges graues Material, das nach rechts im Aufschluß in zunächst grauen dann schwarzen Glassand übergeht. Die graue Färbung im linken Teil dürfte auf die Vermischung des weißen Materials mit dem Glassand zurückzuführen sein. Darüber folgt eine dünne Schicht schwarzer Tuffe und Aschen. Die Bimse und Tuffe im Hangenden erreichen Größen bis zu 1 cm Länge und sind geschichtet. Die folgende gut geschichtete mächtige Lage besteht vorwiegend aus feinen Tuffen und Aschen mit Bimsanteilen. Als letzte Lage folgen schlecht geschichtete grobe braune Schotter und Kiese mit wenig Sand. Aus der dünnblättrigen, weißen Schicht wurde eine Probe bestimmt.

Ergebnis der Analyse:

Bestimmung von P/25 Tarso Voon von S. SERVANT 1969

Liste der Diatomeen

50 % *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. var. *biceps* (Kutz)
18 % *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs var. *angustissima* Müll.
10 % *Fragilaria brevistriata* Grun.
4 % *Fragilaria pinnata* Ehr.
1 % *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müller
Rhopalodia rhopala (Ehr.)
Fragilaria construens (Ehr.) Grunow
Cocconeis placentula (Ehr.) *lineata* (Ehr.) Cleve
Epithemia sorex Kütz.
Cymbella mülleri Hust.
Nitzschia epiphytica O. Müller
Achnantes conspicua A. Mayer
unter
1 % *Navicula atomus* (Naeg.) Grun.
Navicula graciloides A. Mayer
Epithemia zebra (Ehr.) Kütz.
Amphora ovalis Kütz. var. *pediculus* Kütz.
Synedra parasitica W. Smith
Synedra parasitica W. Smith var *subconstricta* (Grun) Hust.
Nitzschia fonticola Grun.
Cymbella ventricosa Kütz.
Cymbella brehmii Hust.
Fragilaria intermedia Grun.
Gomphonema parvulum Kütz.
Navicula pupula Kütz.
Navicula cuspidata Kütz.
Cymbella cistula (Hemprich) Grun.
Navicula radiosa Kütz.
Navicula oblonga Kütz.
Navicula anglica Ralfs
Eunotia pectinalis Ehr. var. *minor* (Kütz.) Rabenh.
Nitzschia amphibia Grun.
Cymatopleura solea (Breb.) W. Smith
Gomphonema constrictum Ehr.
Gomphonema clevei

Die vorherrschende Varietät *Synedra ulna biceps* ist eine euplanktonische Süßwasserform, die sich an eine große Zahl unterschiedlicher Umweltbedingungen anpassen kann und saures Wasser meidet (HUSTEDT 1948 p. 64). HUBER-PESTALOZZI hat sie in besonders großer Anzahl in einem dänischen See im Mai bei einer Wassertemperatur von 8° beobachtet (HUBER-PESTALOZZI 1942 p. 462).

Die „Centrales" sind nur durch eine Art, *Melosira granulata angustissima*, vertreten, bekannt als Plankton eutropher Flachlandseen (HUSTEDT 1930 p. 251); aber sie wurde von HUBER-PESTALOZZI auch im Plankton der Seen und Sümpfe Südafrikas gefunden (HUBER-PESTALOZZI 1942 p. 381).

Ebenso häufig tritt die Art *Fragilaria brevistriata* auf. Sie wird i. a. als pelagisch angesehen, man findet sie aber auch auf Wasserpflanzen (CHOLNOKY 1966 p. 4). Neben diesen drei schwebenden Arten findet sich eine epiphytische Flora, d. h. entweder auf Wasserpflanzen oder anderen Diatomeen lebende Arten (*Epithemia; Cymbella, Achnantes, Cocconeis*). Die Anwesenheit zahlreicher Phytoliten und Stachel von Schwämmen bezeugen, daß es sich um einen Flachwasserbereich handelt, in dem höhere Pflanzen gedeihen können.

Einige Arten weisen auf den ph-Wert des Wassers hin: *Rhopalodia gibba* ph = 7,2—8,6 (MANGUIN 1952 p. 27); *Navicula graciloides* ph im Bereich der Neutralität (PATRICK und REIMER Vol. I p 516); *Navicula atomus* ph neutral (PATRICK und REIMER Vol. I p. 488); *Nitzschia fonticola* ph 6,6—8 mit einem Optimum im alkalischen Bereich (MANGUIN 1952 p. 107); *Synedra parasitica*, eine epiphytische Art ph neutral (PATRICK und REIMER Vol. I p. 141). Es gibt wenig Hinweise auf die Temperatur, da die meisten Arten eurytherm sind. Bis auf die tropische Art *Nitzschia epiphitica* (HUBER-PESTALOZZI 1942 p. 477) sind alle Arten kosmopolitisch. (Die Bestimmung der Probe und ihre Deutung wurde von Mme. SERVANT, Fort Lamy, durchgeführt, der ich dafür zu danken habe.)

Bei der Auswertung dieser und weiterer Aufschlüsse, von denen nur noch einer näher beschrieben werden soll, ergeben sich einige Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen der älteren Akkumulation.

Aufschluß 3 (Fig. 4)

An dieser Stelle hat sich das rezente Flußbett so tief in die Akkumulationsmassen eingeschnitten, daß der an der Basis liegende Ignimbrit aufgeschlossen ist. Darüber folgen grobe, geschichtete Bimse, die denen aus Aufschluß 2 entsprechen, konkordant dem Ignimbrit auflagernd. Aufwärts treten fluvial abgelagerte feine Bimse und Tuffe auf, die von einer Diskordanzfläche gekappt werden. Hangend folgen grobe braune Schotter, wie schon im vorigen Aufschluß (vgl. Abb. 6). Betrachtet man zunächst die Lage der Ignimbrite vergleichend im Aufschluß 1 und hier in ihrer absoluten Höhe (1950 m und 2000 m), so zeigt die Höhendifferenz ein präexistierendes Relief, das durch jüngere Ablagerungen verdeckt ist. Ein sehr tiefer Punkt in diesem Relief lag in der Nähe des heutigen Ausganges. Dennoch lassen sich für ein zu dieser Zeit vorhandenes Tal als Ausgang aus dem Tarso Voon keine Belege erbringen.

Nimmt man mit P. VINCENT (1963) an, daß tektonische Bewegungen nach der Ablagerung der SC III a auf den westlichen Rand des Tarso Voon (Struktur von Souradom) beschränkt sind, so ergibt sich die ungestörte Lage der älteren Akkumulation im Tarso. — In keinem der bearbeiteten Aufschlüsse entlang des Enneri Yedri und des Enneri Alahi sind tektonische Verstellungen der Sedimente erkennbar. Auch in den jüngeren Terrassen sind keine Verstellungen festzustellen. — Das zum Zentrum hin gerichtete Fallen der Sedimente entspricht somit dem Gefälle zur Zeit der Ablagerung. Es ergibt sich folgender Ablauf bei der Ablagerung:

Auf die präexistierende Oberfläche wurde Material gelagert, das fluvial transportiert und bei kräftiger Strömung abgesetzt wurde. Dabei blieben die höher gelegenen Teile des Ausgangsreliefs schuttfrei. Erst im Verlaufe der weiteren Sedimentation setzte eine Beruhigung ein, und mit dem Auftreten vulkanischer Lockermassen zeigt sich eine über viele Schichten gehende flächig konkordante Lagerung. In dieser Zeit mindestens muß es zu einer Seebildung gekommen sein (s. Fig. 3).

Die Lagerung der Schotter innerhalb der älteren Akkumulation, für die generell auch die Neigung zum Tarso-Innern angegeben werden kann, und die darin auftretenden Lagen von Diatomiten spricht für die zeitweilige Existenz eines Sees in der Caldera des Tarso Voon, wie es schon DALLONI (DALLONI, M. 1934 S. 138) annimmt. Die Erklärung der im Aufschluß 1 an der Basis auftretenden groben Schotter muß unter diesen Bedingungen berücksichtigen:

1. Das Vorkommen befindet sich unmittelbar am Rande des Beckens.

2. Die Schüttungsrichtung ist nicht eindeutig festzulegen.

3. Im heutigen Talverlauf finden sich weiter unterhalb keine Vorkommen dieser Schotter mehr, sondern unterhalb des Aufschlusses nur eine Stelle, an der jüngere Schotter (s. S. 12) seitlich zum heutigen Fluß ein altes Bett in etwa 15 m Höhe nachweisen. Darunter folgt anstehendes Gestein. Auch das rezente Tal liegt voll im Anstehenden (s. Profil 2).

Auf Grund der Beobachtung 3 scheidet mit großer Sicherheit die Möglichkeit aus, daß sich die groben Basisschotter in einem alten Tal, das den Tarso verließ, abgelagert und dieses verstopft haben, so daß sich im Folgenden ein See im Tarso aufstauen konnte. Beachtet man zudem die generelle Lagerung der einzelnen Schichten, wie sie Abb. 5 zeigt, so muß die übergeordnete Schüttungsrichtung radial zum Zentrum verlaufen. Auch dieser Befund spricht gegen die Existenz eines Ausflusses. Unter diesen Gesichtspunkten lassen sich die Basisablagerungen nur durch die Arbeit sehr kurzer vom Rande her kommender steiler Bäche erklären, deren Laufrichtungen während der Sedimentation wechselten und die damit schwemm- und schuttfächerartige Gebilde aufbauten. Der recht hohe Verwitterungsgrad dieses Materials läßt keine genaue Bestimmung des Transportweges zu.

Schon das Fehlen der Ignimbrit-Rampen in diesem Teil des Tarso Voon zeigt, daß der Boden des Beckens nicht so einheitlich aufgebaut ist, wie seine äußere Form zunächst vermuten läßt. Es ergibt sich eine deutliche Asymmetrie im Nord-Süd-Profil, das im Süden hochliegende junge Ignimbritdecken und im Norden nur sehr tief gelegene aufweist, deren Alter nicht genau bekannt ist. Tektonische Bewegungen noch nach der Ablagerung der Ignimbrite sind weder auszuschließen noch nachweisbar. Die Bewegungen waren zur Zeit der Ablagerung der Lockermassen im Tarso Voon wahrscheinlich bereits beendet. Im Akkumulationskörper lassen sich keine Verstellungen nachweisen. Unter diesen Voraussetzungen läßt sich das Problem der tiefen Lage der Ignimbrite am heutigen Yedri-Durchbruch erklären durch die tektonisch bedingte unterschiedliche Höhenlage vor Beginn der fluvialen Akkumulation.

Da der bisher beschriebene Akkumulationskörper morphologisch keine weitere Gliederung erkennen läßt und auch nirgends als Terrasse auftritt, sei er insgesamt als Beckenverschüttung bezeichnet.

312 Die Hauptterrasse

In den Aufschlüssen (Fig. 1, 2, 3 und Abb. 5, 6) unterscheiden sich die oberen Partien der Akkumulationsmasse deutlich von den Sedimenten der Beckenverschüttung. Die Schotter, Kiese und Sande sind nicht verbacken und kaum verwittert. Die Tarso-einwärts fallenden Schichten der Beckenverschüttung werden gekappt und die Kappungsfläche hat ein zum heutigen Ausgang gerichtetes Gefälle. Die Oberfläche des folgenden Schotterkörpers verläuft etwa parallel zu dieser Fläche und geht in ein altes hochgelegenes Tal links des jetzigen Yedri über, das durch eine Flußbiegung von unten her angeschnitten ist (s. Profil 2). Der muldenförmige Talboden, in dem eine Schotterlage von etwa 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist, liegt in einer Höhe von 15 m über der rezenten Talsohle. Die Schotter in dieser Höhe lassen sich mit den in Aufschluß 1 Fig. 1 und Fig. 2 in den obersten 1—2 m auftretenden Schottern verbinden. Auch die Oberflächen beider Vorkommen korrespondieren miteinander.

Unterhalb der im Profil 2 gezeigten Ablagerungen treten in der Schlucht des Yedri keine Schotter mehr auf, die mit diesen korrelierbar sind. Nur hochliegende Hangverflachungen, die stellenweise nicht an Gesteinswechsel gebunden sind, lassen sich am rechten Hang mit der Oberkante der Schotterterrasse verbinden.

Gesteinsunabhängige, ältere Hangknicke, die zu einer älteren Form gehören, treten im untersuchten Teil des Yedri-Laufes nicht auf. Das älteste nachweisbare Tal ist das, das die Schotter der Hauptterrassenakkumulation aufgenommen hat. Wenn sich diese jetzt nur noch an der einen beschriebenen Stelle finden, so sind dafür zwei Gründe anzunehmen.

1. Das heutige Tal hat sich östlich des alten verfüllten epigenetisch ein neues Bett geschaffen. Weiter unterhalb geht es in den alten Verlauf zurück.

2. Der Talrest befindet sich kurz oberhalb der eigentlichen Durchbruchstrecke, in der wahrscheinlich auch zur Zeit der Hauptterrassenakkumulation im Tarso-Becken auf Grund der Talenge und des starken Gefälles in diesem Teil nur Material transportiert und nicht abgelagert werden konnte.

Die zunächst beschriebene dünne Lage von Schottern der Hauptterrasse ist ein Merkmal dieser Akkumulation in der Nähe des Ausflusses und den benachbarten Bereichen im nördlichen und nordöstlichen Teil des Tarso Voon-Bodens. Die Oberfläche der nordöstlichen Schrägfläche fällt mit etwa 2°—4° vom Rand zum Enneri Yedri ein. Sie setzt sich aus einzelnen Teilen zusammen, deren Kegelform noch schwach zu erkennen ist. Die Auflagefläche der Schotter kappt wie schon erwähnt die Schichten der Beckenverschüttung. Ähnlich aufgebaut sind noch Teile des nördlich des Enneri Alahi liegenden Bereiches des Beckenbodens (Abb. 1). Bis zu einer dem Steilabfall des Randes vorgelagerten Reihe von Basaltkuppen sind einzelne kegelförmige Flächen ausgebildet, die durch eine dünne Schotterlage (zwischen 2 m maximal und 0,2 m minimal) von einer Kappungsfläche in den Schichten der Beckenverschüttung getrennt sind. In diesem Bereich ist am Rande der Basaltkuppen, zwischen denen Täler zum Rand zurückgreifen, auch das Anstehende stellenweise gekappt. Die Neigung der Fußfläche beträgt hier etwa 4°.

An die Schrägflächen schließen sich talauf zum nördlichen Rande hin Täler an, in denen die gleichen Schotter abgelagert sind, die als dünne Decke außerhalb abgebildet sind. Nachfolgend hat sich ein Gerinne eingeschnitten, so daß hier eine echte Talterrasse ausgebildet ist.

Sehr viel deutlicher wird der Übergang von der Fläche zum Tal am Enneri Alahi. Etwa 3 km oberhalb der Einmündung in das Enneri Yedri liegt das untere Ende einer Schluchtstrecke, die in einen Basaltstrom eingeschnitten ist. Unterhalb des Ausganges aus diesem Engpaß ist die Hauptterrasse als kegelförmige Kappungsfläche über der Beckenverschüttung mit einer ganz dünnen Schotterlage ausgebildet (auf dem Luftbild NF-33 VI Nr. 20 etwa in der Mitte der rechten Bildhälfte gut an den hellen Flecken zu erkennen). Ein Tal hat sich zur Hauptterrassenzeit hier noch nicht entwickelt. In der heutigen Schluchtstrecke verlief schon ein Tal mit einem wesentlich höheren Talboden.

Oberhalb des Engtals liegt ein kleines flaches Becken, in dem die Hauptterrasse als Fläche über einer mehrere Meter mächtigen Schotterakkumulation ausgebildet ist, ähnlich wie in den kurzen Tälern am nördlichen Rand. Weiter aufwärts zieht sich die Terrasse in den größeren Tälern als Schotterterrasse oder Hangleiste mit dünner Schotterdecke bis in die rezent weiter geformten Kerbtäler hinein.

Im westlichen und nordwestlichen Teil des Tarso Voon ist in vielen Tälern eine mächtige Akkumulation aufgeschlossen, die sich im Grundriß als eine Reihe von großen Schwemmfächern darstellt. Die Oberfläche dieser Schwemm- oder Schuttfächer korrespondiert mit der Oberfläche der dünnen Schotterlagen im nordwestlichen und zentralen Teil des Beckens. Die Neigung der Fächer beträgt etwa 1°—2° und nimmt zu den Wurzeln hin zu. In einzelnen Tälern, die den Rand des Tarso zerschneiden, treten mit den Schwemmfächern korrespondierende Talterrassen auf, ähnlich wie die im nördlichen Teil verbreiteten Terrassenreste der kurzen Randtäler.

Der Körper der Schwemmfächer ist aus Schottern, Kiesen und Sanden aufgebaut, die nicht verfestigt und kaum angewittert sind. Ihre graue Farbe entspricht fast genau der frischen Gesteinsfarbe. In den obersten Schichten treten häufig zersprungene Schotter und nur schwach kantengerundete Schuttstücke auf. Als Beispiel für das Aussehen der Akkumulationsmasse sei der Aufschluß 4 (A 4; Fig. 5; Abb. 7) vorgeführt.

Lage: am nördlichen Rand des aus der nordwestlichen Ecke geschütteten großen Schwemmfächers etwa 600 m oberhalb des westlichen Randes des in West-Ost-Richtung verlaufenden Rückens; Höhe etwa 2130 m.

Der Aufschluß gliedert sich in zwei Teile, die sich in der Form der Böschung, nicht aber im Material, unterscheiden.

1. der untere Teil bis etwa 6 m Höhe, der infolge Unterschneidung durch den rezenten Fluß fast senkrecht über die Talsohle aufragt

2. der obere Teil, der als steiler Hang mit einer dünnen Streu von Hangschutt und verrutschten Schottern bedeckt ist.

In beiden Teilen sind von unten aufwärts greifende kleine Runsen eingeschnitten, deren ausgeräumtes Material im Flußbett abtransportiert wird (ähnlich auch Abb. 2, 9).

Zu 1.: Im unteren Teil zeigt sich deutlich eine unregelmäßige Schichtung von Grob- und Feinmaterial in der Größenordnung von Blöcken bis zu feinen Sanden (1 + 3). Schwache Andeutungen von Kreuzschichtung sind zu beobachten. Eingelagert in diese unregelmäßig geschichtete graue Schotter-, Kies- und Sandmasse sind Bänder und Linsen eines bräunlichen sandigen bis schluffigen Feinmaterials (4), das kaum geschichtet ist. Beim Abbrechen liefert es unregelmäßige Oberflächen und ist im Gegensatz zu den umgebenden Schottern, Kiesen und Sanden recht standfest. An einer Stelle tritt

linsenförmig feines toniges Material auf, das fein geschichtet ist und polyedrisch bricht (2). Vermutlich handelt es sich bei den Polyedern um durch fossile Trockenrisse vorgegebene Zerfallsstrukturen. Das Material ist hellbraun und sehr standfest.

Zu 2.: Der obere Teil des Aufschlusses entspricht einem Hang, der, außerhalb der Figur, in die Niederterrasse übergeht. Die rezente Unterschneidung hat erst bis zur Höhe von 6 m den alten Hang abgetragen. Unter dem dünnen Schuttschleier ist aber wenigstens stellenweise der gleiche Aufbau zu erkennen wie im unteren Teil (Abb. 7). Die ganze Akkumulation bildet eine Einheit — ihre Mächtigkeit übersteigt an dieser Stelle 12 m. Flußauf nimmt sie auf wenigstens 25 m zu. Die Gesamtmächtigkeit ist noch größer, da das heutige Flußbett nicht unter die Basis der Hauptterrassensedimente eingeschnitten ist.

Die bisherigen Darlegungen betreffen den Bereich des Beckeninneren, in dem zur Zeit dieser Akkumulation kein Talnetz ausgebildet war. Die Schutt- und Schottermassen haben sich flächenhaft ausgebreitet. Nur die steilen Ränder des Tarso Voon waren durch Täler zerschnitten, in denen auch Reste der Hauptterrasse zu finden sind. Der flache Boden des Tarso läßt sich in drei Bereiche gliedern:

1. die am nördlichen und nordöstlichen Rand liegenden schwach kegelförmigen Schrägflächen, abwärts begrenzt durch die Täler des Enneri Alahi und Enneri Yedri,

2. die Kappungsfläche im Nordosten, die durch intensive junge Zertalung ausgezeichnet ist,

3. der Aufschüttungsbereich der vom nordwestlichen und westlichen Rande kommenden Täler, in dem die großen Schwemmfächer ausgebildet sind.

In diesen Flachboden des Tarso sind Täler eingeschnitten, in denen eine weitere Akkumulationsterrasse abgelagert ist.

313 Die Niederterrasse

Bei der Beschreibung des Aufschlusses 4 (Fig. 5; Abb. 7) wurde auf einen Hang in der Hauptterrassenakkumution hingewiesen, der älter als der rezente Unterschneidungshang sein muß. In anderen Bereichen kann eine mit diesem Hang korrespondierende Akkumulation nachgewiesen werden. Besonders im Enneri Alahi und Enneri Yedri zeigen eine große Anzahl natürlicher Aufschlüsse den unterschiedlichen Charakter der beiden oben genannten Akkumulationen. Drei Beispiele aus dem Enneri Alahi seien im Folgenden als Beleg vorgeführt:

1. Im Aufschluß 3 (A 3; Fig. 4; Abb. 6) treten im obersten Teil grobe Schotter in einem bräunlichen, sandigen Mittel auf. Auch Kiese sind in großer Anzahl vorhanden. Die Schotter sind allgemein gut gerundet und leicht bräunlich angewittert. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Von den liegenden Sedimenten — Teile der Beckenverschüttung — sind sie durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt.

2. Einen Querschnitt durch diese Akkumulation zeigt Abb. 8. Die schräg nach rechts (Richtung Tarso-Zentrum) einfallenden Schichten der Beckenverschüttung werden durch einen Talboden unregelmäßig gekappt. Im linken oberen Teil lagert ihnen noch die wenig mächtige Schuttdecke der Hauptterrassenschrägfläche auf. In das nachfolgend herausgearbeitete Tal sind grobe bräunliche Schotter eingelagert worden. Sie gleichen denen, die im Top des Aufschlusses 3 auftreten. (Der Aufschluß 3 liegt etwa 200 m talauf, und die Richtung der Aufschlußwand steht auf der dieses Aufschlusses senkrecht.) Die Akkumulation ist meist nur 1,5—2 m mächtig, selten erreicht sie 3 m.

3. Als Beleg für zwei Aussagen, die bereits gemacht wurden, soll die Abb. 9 interpretiert werden. Aussage 1: Die Niederterrasse ist eine eigenständige Akkumulation; Aussage 2: Sie tritt in Tälern auf, die in die Hauptterrasse eingeschnitten sind. Abb. 9 zeigt links im Mittelgrund die hellen Sedimente der Beckenverschüttung, in die sich das rezente Tal eingeschnitten hat. Auf dem Hangsporn liegen die dunkelbraunen Schotter der Niederterrasse, von den liegenden Schichten durch eine Erosionsdiskordanz, die durch Schutt z. T. verdeckt ist, getrennt. Diese Schotter lagern sich an einen Hang, der, wie die hellen Streifen im zerrachelten Hang zeigen, in der Beckenverschüttung ausgebildet ist. Die hangenden Schotter im rechten Bildteil gehören zum Akkumulationskörper der Hauptterrasse.

Die braune Schotterakkumulation als eigenständige Ablagerung ist jünger als die Bildung der Hauptterrasse. In diese ist ein Tal eingeschnitten, dessen Boden vom rezenten Fluß voll durchflossen wird.

314 Die Abfolge der Terrassen

Für das Enneri Alahi läßt sich auf Grund der Befunde ein leicht schematisiertes Querprofil zeichnen, das die Abfolge Hauptterrasse—Niederterrasse—rezentes Flußbett im Zusammenhang erkennen läßt (Profil 1). Die zunächst nur lokal für das Enneri Alahi nachgewiesene Abfolge konnte im Enneri Yedri und seinen linken Seitentälern wiedergefunden werden. Das Tal des Enneri Yedri, das heute scharf eingeschnitten ist, ist erst mit dem Ende der Ablagerung der Hauptterrasse entstanden. Lediglich für den Bereich der Durchbruchstrecke durch den Tarso Voon-Nordrand konnte ein älteres Tal mit abweichendem Verlauf nachgewiesen werden. Oberhalb dieses Talstückes ist die Terrasse als Fläche beiderseits des Tales ausgebildet. Kurz oberhalb der Schluchtstrecke tritt ein winziger Rest dieser Talterrasse am Hang auf (s. S. 12 und Profil 2). Die geringe Höhendifferenz zwischen der Terrassenoberfläche und dem Talboden (2 m) zeigt, daß auch zur Zeit der mächtigen Akkumulation der Schwemmfächer im Westen des Tarso in der Nähe des Ausganges vorwiegend Schottertransport und erst ganz zuletzt Ablagerung stattfand. Danach setzt Tiefenerosion ein, die zunächst durch die Ablagerung der Niederterrasse unterbrochen wurde. Von ihr sind nur geringe Reste erhalten geblieben. Etwa 300 m oberhalb (Profil 3) tritt die Hauptterrasse bereits als weite Fläche auf. Die Fläche gehört in den

Bereich der schwach kegelförmigen Schrägflächen (Bereich 1) mit einem Oberflächengefälle von 2°—4°. Die Niederterrasse ist hier im Gegensatz zu Profil 2 flächenhaft verbreitet. Durch das Zusammentreffen von Enneri Yedri und Enneri Alahi laufen die Terrassenflächen zusammen, da die Täler auf einer Länge von 200 m parallel verlaufen. Haupt- und Niederterrasse sind hier vorwiegend als Kappungsflächen über der Beckenverschüttung ausgebildet, und die maximalen Mächtigkeiten der Sedimente betragen unter 3 m.

Etwa 1,5 km weiter talauf zeigt das Profil 4 im Prinzip das gleiche Bild. Verändert sind die Sprunghöhen der Flächen zueinander und die Mächtigkeiten der Ablagerungen. Die Hauptterrasse hat zur Niederterrasse und diese zum rezenten Flußbett nur noch eine Sprunghöhe von 4 m. Die Mächtigkeit des Hauptterrassenkörpers beträgt linksseitig bereits etwa 6 m, rechtsseitig ist auch hier noch die Schrägfläche vor dem Tarso-Rand Vertreter der Hauptterrasse. Die Mächtigkeit der Niederterrasse überschreitet auch hier nicht 3 m.

Die 4 Profile bestätigen die Aussage, die durch das Profil 1 gegeben wurde. Eine wesentliche Änderung tritt im Zentrum des Beckens ein, beobachtbar Yedriaufwärts und in den linken Seitentälern. In der Nähe der Einmündung in das Enneri Yedri zeigt sich ein ähnliches Bild wie in Profil 4. Oberhalb verringern sich die Differenzen zwischen den Terrassenflächen so weit, daß das Niveau der Niederterrasse noch im Bereich der rezenten Hochwässer liegt und die Hauptterrasse nur mehr 1—1,5 m darüber. Mit der Annäherung an die westlichen Randberge vergrößern sich die Sprunghöhen der Terrassen wieder, so daß wieder deutlich zwischen Haupt- und Niederterrasse und dem rezenten Flußbett unterschieden werden kann. Aus dem Randbereich des Tarso Voon sei als Beispiel das Tal ausgewählt, das sich genau in der nordwestlichen Ecke befindet und vor dem der große Schwemmfächer der Hauptterrasse abgelagert wurde.

Profil 5 zeigt die Ablagerung von zwei Schotterkörpern in einem alten Tal. Als erste und mächtigste Ablagerung treten die Sedimente der Hauptterrasse auf, darauf folgt Einschneidung und später die Ablagerung der Niederterrasse, darauf wiederum Einschneidung bis zum heutigen Flußbett. Niederterrasse und heutiges Flußbett befinden sich noch im Schotterkörper der Hauptterrasse. Die Sprunghöhen zwischen Flußbett (Niedrigwasserbett) und Niederterrasse einerseits, zwischen Nieder- und Hauptterrasse andererseits betragen 3—4 m bzw. 6—7 m. Wenig oberhalb dieses Profils ist das Tal der Niederterrasse bereits unter die Basis der Hauptterrassensedimente eingetieft. Das rezente Flußbett hat die sehr dünne Lage von Niederterrassenschottern ebenfalls schon durchschnitten bis zu einer Tiefe von stellenweise mehr als 4 m in kleinen Schluchtstrecken, die harte Basalte durchschneiden. Reste der Hauptterrasse als Sedimente oder Flachformen tauchen oberhalb solcher Strecken hoch am Hang liegend noch einmal auf, bestimmen aber hier — anders als im Becken selbst — nicht den Formenschatz.

Ein südwestlich liegendes Seitental gibt die Möglichkeit, Einblick zu nehmen in die Relation zwischen Haupt- und Niederterrasse im Übergangsbereich vom Tarso-Boden zu den Randtälern (A 5; Fig. 6). Der hier noch vorhandene Rest einer älteren feinkörnigen Akkumulation (Hauptterrasse) wird von einem mächtigen Hangschutt überlagert, der sich mit der Niederterrasse verzahnt. Diese liegt in einem Tal, das die Hauptterrassenablagerungen durchschnitten hat. Kurz oberhalb reicht das rezente Flußbett bereits unter die Auflagerungsfläche der Niederterrassenschotter.

Die gleiche Gliederung in Hauptterrasse—Niederterrasse—rezentes Bett findet sich in anderen Tälern dieses Gebietes in modifizierter Form wieder. Ein steiler Unterschneidungshang über der breiten Talsohle schließt die Schotterkörper der beiden Terrassen auf (Abb. 19). Der obere Teil des hellen Hangspornes im rechten Bildteil besteht aus Hauptterrassensedimenten, der untere aus hellen Tuffen. Die groben Schotter rechts im Vordergrund und vor dem hellen Sporn gehören zur Niederterrasse. Sie werden heute teilweise umgelagert.

Der Lauf des Enneri Alahi zeigt gegenüber dem Enneri Yedri und seinen übrigen Seitentälern ein abweichendes Bild. Der Bereich unterhalb der kurzen Schluchtstrecke durch den vom nördlichen Tarso-Rand kommenden Basalt wurde schon in dem als Idealprofil aufzufassenden Profil 1 und den Abbildungen dazu beschrieben (Abb. 6, 8, 9, 10). In der Schluchtstrecke treten nur winzige Reste der Niederterrasse — meist als schmale Leisten — auf. Die ältere Terrasse konnte nicht nachgewiesen werden. Das Tal muß aber bereits vorhanden gewesen sein, da die Oberfläche der älteren Terrasse in es hineinläuft. In dem Becken oberhalb der Schluchtstrecke sind Haupt- und Niederterrasse wieder weitflächig ausgebildet; die Niederterrasse liegt in einem Tal, das in die Hauptterrassenakkumulation eingetieft ist. Beide Terrassen sind vom rezenten Bett durch deutliche Sprunghöhen zu trennen. Talauf vergrößert sich der Abstand zur Hauptterrasse rasch. Diese tritt bald nur noch als hochliegende dünn überschotterte Fläche auf. Sie läßt sich nicht bis in das Hauptkerbtal hinein verfolgen. Die Niederterrasse hat ein ähnliches Gefälle wie das rezente Flußbett; der Abstand zwischen beiden vergrößert sich kaum. Im oberen Talbereich besteht die Talsohle vorwiegend aus Schottern der Niederterrasse, die rezent umgelagert werden. Dabei sind noch einzelne Reste der alten Terrassenfläche erhalten geblieben.

Das Enneri Alahi unterscheidet sich von den übrigen Tälern des Tarso durch

1. eine durch die Schlucht gekennzeichnete Gefällssteile
2. das Tallängsprofil, d. h. besonders das Fehlen der Flachstrecken im Zentrum des Tarso.

Dennoch handelt es sich im Prinzip um die gleichen Verhältnisse wie im Folgenden an Hand des Tallängsprofiles erläutert werden soll.

315 Das Tallängsprofil

Im Bereich des Tarso Voon sind zwei typische Längsprofile zu unterscheiden

1. das zusammengesetzte Profil des Enneri Yedri und seiner Nebentäler, die durch den Flachboden verlaufen

2. das einfache Profil im Enneri Alahi.

Zu 1. Setzt man das Gefälle der Hauptterrassenoberfläche als das einer Normalfläche an, so verhalten sich Niederterrasse und rezentes Flußbett etwa folgendermaßen: Wie die Profile 2—4 zeigen, verringert sich der Abstand der Terrassen zueinander und zum rezenten Flußbett talauf derart, daß sich Niederterrasse und rezente Talsohle der Hauptterrassenfläche bis auf ein Meter Differenz annähern. Die Niederterrasse wird stellenweise noch vom rezenten Hochwasser überflossen. Das Profil 5 zeigt, daß am westlichen Rande sich die Sprunghöhe zwischen den einzelnen Flächen wieder vergrößert, so daß sogar die jüngeren Einschneidungen bis unter die Basis der älteren gehen können. Dieses Verhalten findet seine Erklärung dadurch, daß das flache Zentrum des Tarso eine lokale Erosionsbasis für die vom westlichen Rande kommenden Täler darstellt. Die Einschneidung vom Yedri her wurde durch das abnehmende Gefälle im Zentrum abgeschwächt. Tektonik als Ursache dieser Abfolge kann ausgeschlossen werden, da die Hauptterrasse keine Verstellungen aufweist.

Zu 2. Im Längsprofil des Enneri Alahi verhalten sich Niederterrasse und Talsohle gegenüber der Hauptterrasse gleich. Sie nähern sich dieser oder laufen parallel zu ihr, bis sie im oberen Talabschnitt diese aufgezehrt haben. Im obersten Teil des Enneri Alahi ist die Hauptterrasse nicht mehr vorhanden. Der rezente Fluß arbeitet für eine kurze Strecke im Niveau der Niederterrasse und lagert deren grobe Sedimente um. Oberhalb sind die Hänge des Kerbtals steil und grenzen direkt an die steilen, z. T. zerrunsten Haldenhänge des großen Einschnittes in den randlich am Tarso Voon sitzenden Berg. Im Enneri Alahi zeigen die Terrassen das gleiche Bild wie in den Tälern, die oberhalb der Flachgefällestrecke im Zentum des Tarso den westlichen Rand zerschneiden.

316 Zwei weitere Terrassenreste im Tarso Voon

Außer den bisher vorgestellten Terrassen gibt es im Nordwesten des Tarso Voon 3 kleine Schottervorkommen. Sie sind alle drei älter als die Akkumulation der Hauptterrasse, jedoch nicht mit der Beckenverschüttung korrelierbar.

1. Auf einem Hangsporn oberhalb des nordöstlichen Endes von Profil 5 liegt ein kleiner Schotterrest. Die Schotter liegen in Bändern zwischen sandig-kiesigen Schichten weit oberhalb der Fläche der Hauptterrasse.

2. Etwa 200 m unterhalb des Profil 5 ist knapp über der rezenten Talsohle Hangschutt unter den Sedimenten der Hauptterrasse aufgeschlossen. Die einzelnen Komponenten dieses Schuttes sind relativ gut abgerundet ähnlich Schottern mit scharfen Bruchflächen. Unter dem Schutt folgt vergrußter Basalt bis zur Talsohle. Dieser Hangschutt kann zu den basalen Teilen der Hauptterrasse gehören. Eine sichere Zuordnung ist aber nicht möglich.

3. In einem Tallängsschnitt östlich des durch Profil 5 erfaßten Tales treten grobe braune Schotter und Blöcke (bis zu 1 m Kantenlänge) über vergrußtem Basalt und unter gut geschichteten Schottern (Länge 10—15 cm) auf. Darüber folgen schräg einfallende Lagen von Tuffen und Bimsen, die ähnlich aussehen wie anderenorts die Sedimente der Beckenverschüttung. Hangende Sandschichten, in denen einzelne kleine Schotter (3—5 cm) vorkommen, weisen die gleiche Fallrichtung auf. Diskordant zu den Sanden überlagern dieses Sediment Schotter der Hauptterrasse. Die Oberkante des Aufschlusses wird durch die Hauptterrassenfläche gebildet (Fig. 7).

Der Höhenunterschied zwischen den Schottervorkommen beträgt bei einer Horizontaldistanz von weniger als 1 km etwa 40 m, gemessen von Unterkante zu Unterkante. Gesagt werden kann für alle drei nur, daß sie älter als die Ablagerung der Hauptterrasse sein müssen. Für das Vorkommen 3 deuten die Tuff- und Bimslagen eine mögliche Zugehörigkeit zur Beckenverschüttung an.

317 Das Denudationsniveau

Im Verlaufe der Kartierungen im Tarso Voon-Boden ergab sich eine Denudationsterrasse im Körper der Hauptterrasse, die teilweise mit den Ablagerungen der Niederterrasse korrespondiert, teilweise aber auch höher als diese liegen kann. Sie tritt vorwiegend im Übergangsbereich von der West-Ost-Richtung der Flußbetten zur Süd-Nord-Richtung des Yedri auf und reicht in einigen Tälern im nördlichen Teil recht weit talauf. In größerer Ausdehnung und in unterschiedlichen Höhenlagen ist sie nur dort ausgebildet, wo das Enneri Yedri direkt als lokale Erosionsbasis wirksam ist. Sonst kann sie allgemein als Denudationsfläche im Niveau der Niederterrasse angesprochen werden. (Sie ist in der Kartenskizze 2 in der gleichen Farbe wie die Niederterrasse ohne die Schottersignatur eingetragen, gleichgültig, ob sie nun als Niederterrasse angesehen werden kann oder als eine etwas höher gelegene Fläche.)

Als Ursache ihrer Anlage kann eine geringfügige Änderung der klimatischen Verhältnisse angenommen werden; ebenso läßt die geologische Situation am Durchbruch des Enneri Yedri eine andere Erklärung zu. An den Wänden des post-hauptterrassenzeitlichen Tales wechseln mehrfach widerständige Basaltlagen mit weichen Ignimbriten, gefritteten Schuttlagen und porösen Laven ab. Es ist zwar nicht gelungen, einzelne Denudationsniveaus mit solchen harten Basaltlagen zu verknüpfen. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß diese die Ursache für die Ausbildung der Denudationsflächen sind, indem sich an den widerständigen Lagen Erosionshalte bildeten, die bis in den Tarso hinein wirksam wurden. Die Existenz von Flächen im unmittelbaren Wirkungsbereich des Enneri Yedri spricht für diese Erklärung. Aus diesem Grunde scheint es gerechtfertigt, diese Denudationsniveaus genetisch der Niederterrasse

zuzuordnen. Da sich für den Bereich des Tarso Voon und auch im weiteren Talverlauf des Enneri Yedri (soweit er untersucht wurde) keine korrelaten vulkanischen Erscheinungen nachweisen lassen, scheidet der Vulkanismus als mögliche Ursache für die Bildung der Denudationsflächen aus.

32 Die Terrassen in den nicht zum Tarso Voon entwässernden Tälern, speziell im Enneri Soborom-Souradom und Enneri Kochen

Die bisher beschriebenen Sachverhalte geben in Verbindung mit den bisher durchgeführten Arbeiten im Tibesti Anlaß, Fragen der klimatischen und zeitlichen Einordnung der fluvialen Terrassen zu diskutieren (s. die Arbeiten: BÖTTCHER, U. 1968; MOLLE, H. G. 1968; JÄKEL, D. 1967; OBENAUF, K. P. 1967; ERGENZINGER, P. 1967; HAGEDORN, H. 1967 und 1969; HÖVERMANN, J. 1967 b). Als weiteres Belegmaterial, das die Verallgemeinerung des in gewissem Sinne speziellen Falles des Tarso Voon gestattet, sollen die Befunde aus zwei unmittelbar benachbarten Taloberläufen erläutert werden.

321 Terrassen im Enneri Soborom-Souradom

Dieses Tal konnte vom obersten Einzugsbereich bis kurz unterhalb der jungen Flexur von Souradom (VINCENT, P. 1963 S. 150) verfolgt werden. Es gliedert sich in vier Abschnitte:

1. den Tarso Soborom, der den recht flachen Ursprungsbereich des Flußsystems umfaßt (Abb. 11).
2. der Bereich unterhalb des ersten Wasserfalles mit der weiten Ausdehnung aktiver postvulkanischer Erscheinungen, Soborom im engeren Sinne (Abb. 12).
3. die Schluchtstrecke des Enneri Soborom-Souradom
4. das Gebiet der Ausraumzone in der Struktur von Souradom.

3211 Einige Bemerkungen zur geologischen Situation des Tarso-Voon-Westrandes

Das gesamte Flußgebiet gehört geologisch zum Westrand der Tarso Voon-Caldera, der gegen Osten zum Becken hin in Staffelbrüchen abfällt und gegen Westen bei flacher Lagerung der vulkanischen Ablagerungen generell sanft geneigt ist. Diese Abfolge ist gestört durch eine domartige Aufwölbung der vulkanischen Decken bei Soborom, die, aktiv bis zur „Serie noire 2", vor dem Auswurf der „Serie claire III" beendet zu sein scheint (VINCENT, P. 1963 S. 149 und Fig. 50). Die Aufwölbung ist aufgeschlitzt, und in der entstandenen Hohlform sind aktive postvulkanische Erscheinungen wie Solfataren, Fumarolen, heiße Quellen und Schlammbrodellöcher zu beobachten. Der Bereich des Tarso Soborom hat nur wenig Anteil an den Erscheinungen, obwohl auch er zum Dom von Soborom gerechnet werden muß. Lediglich im südwestlichen unteren Teil tritt ein kleiner Halbkessel mit Schlammbrodellöchern und Solfataren auf (Soborom Kidissoubi). Hier steigen die Bodentemperaturen merklich an, so daß an manchen Stellen längeres Stehenbleiben unmöglich wird. (Eine spezielle Arbeit darüber ist in Vorbereitung, BRUSCHEK, G. J.) Im Bereich von Soborom häufen sich die Erscheinungen des Postvulkanismus. Ihr Areal war früher erheblich größer als heute. Der Bereich ist durch die Flußarbeit sehr viel weiter ausgeräumt als der des Tarso Soborom, wie bei der Diskussion der Terrassen noch näher erläutert wird. Mächtige Sinterbildungen sind aufgeschlossen, die Basalte der „SN 2" sind zum Teil so stark vergrust, daß ihre Struktur völlig verändert ist. Unterhalb der auf ganz engen Raum beschränkten Aufwölbung tritt die normale Lagerung der vulkanischen Decken wieder dominierend hervor.

Eine zweite, der von Soborom sehr ähnliche Struktur ist etwa 5—6 km südwestlich ausgebildet. Nach VINCENT (1963 S. 150, 151 und Fig. 51) ist die Struktur von Souradom eine jüngere, post-ignimbritische Verbiegung, größer als die von Soborom. Sie läßt sich nicht wie diese als Aufwölbung durch eine mächtige Intrusion erklären, sondern muß als Flexur an einer möglicherweise wieder aufgelebten alten tektonischen Linie verstanden werden (VINCENT, 1963 S. 151). — Nach einer Mitteilung von G. J. BRUSCHEK ist der Aufbau jedoch ganz ähnlich dem der Struktur von Soborom. — In Souradom gibt es keine Formen des Postvulkanismus.

Beiden Strukturen am Westrande des Tarso Voon kommt für die morphologische Analyse insofern Bedeutung zu, als sie die Ursachen größerer Talausweitungen sind, in denen sich Terrassen ausbilden und erhalten konnten. Da für beide die tektonischen Bewegungen etwa mit der „SN 3" abgeschlossen sind (auch für Souradom kann das mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden), haben sie im Verlauf der Differenzierung des Reliefs durch die Abtragung ihre heutige Form erhalten, unbeeinflußt durch Tektonik. Ihre Zerschneidung fällt in den Zeitraum nach der Bildung der „SN 3" und setzt sich bis heute fort. Unterbrechungen der Tiefenerosion werden durch ältere Flachformen, Akkumulationsreste und Gefällsbrüche angezeigt.

1. Tarso Soborom (Kartenskizze 3, Abb. 11)

Den größten Teil nimmt ein intensiv zertalter dunkler sehr fein geklüfteter flach gegen SW geneigter Basalt ein. Im Fußbereich, besonders gut ausgeprägt am südlichen Ende, sind Schrägflächen mit einer dünnen Decke von Schottern und fluvialem Schutt in weichem Tuff- und Aschenmaterial ausgebildet. Diese Fläche korrespondiert mit einer sehr schön ausgebildeten Terrasse (T I) unterhalb der Gefällssteile zwischen Tarso Soborom und Soborom, die 15—20 m über dem rezenten Flußbett liegt (s. auch Abb. 12). Zur Zeit der Ablagerung der Schotter und der Bildung der Schrägflächen kann die Gefällssteile noch nicht vorhanden gewesen sein. Auf dem Tarso Soborom steigt die Terrassenfläche nur 3—5 m über das heutige Flußbett an und verläuft im Längsprofil fast parallel dazu. Hier hat seit der Ablagerung der T I keine Gefällsversteilung durch rückschreitende Erosion stattgefunden. Die Oberfläche wurde lediglich tiefer geschaltet. In diesem Bereich tritt unterhalb der T I-Fläche keine weitere Terrassenfläche mehr auf. Nur eine breite Talsohle, die selten ganz durchflossen wird, und kleine inaktive Schwemmfächer geben einen Hinweis auf eine zweite Terrasse.

Im östlichen Teil des Tarso Soborom, der über ein Tal ohne Wasserfall mit dem Gebiet von Soborom verbunden ist, läuft die Fläche der Terrasse I von Soborom aus durch. Eine zweite Terrasse ist in sie eingearbeitet mit wesentlich steilerem Oberflächengefälle, so daß sich beide Terrassen im oberen Talbereich verschneiden. Auch das rezente Flußbett nähert sich den älteren Flächen, bis im Oberlauf wieder, wie im westlichen Teil, das Niveau der Terrasse II überflossen wird.

2. Soborom.

Anders als auf dem Tarso Soborom sind hier zwei Terrassen deutlich vom rezenten Flußbett zu unterscheiden. Terrasse I legt sich als dünne Schotterlage über eine Fläche in Sintergesteinen. Ihre Mächtigkeit beträgt 1 m bis 2 m, die Sprunghöhe zum Flußbett etwa 15—20 m. Die Terrasse korrespondiert mit langen flachkonkav auslaufenden Hängen, die in das Ausraumbecken der Struktur von Soborom hineinziehen. Die basalen Teile des Hangschuttes verzahnen sich mit den Schottern der Terrasse. Im gesamten Bereich der Terrasse I sind Reste fossiler postvulkanischer Erscheinungen zu beobachten. Auf der linken Talseite ist die Terrasse am schönsten ausgebildet (Abb 12). Rechtsseitig treten über den stark vergrusten Basalten nur einige kleine Flächenreste ohne Schotterlage und relativ einheitlich hohe Rücken auf. Einzelne zweifach zerschnittene Schwemmfächer zeigen die ehemalige Akkumulationsbasis in der Höhe der Terrasse I.

Auf diese Akkumulation und Flächenbildung folgt eine Einschneidungsphase, die einerseits entlang des Haupt-Enneri wirkte, andererseits aber auch die Terrasse I im Bereich der Ausraumzone in einzelne Riedel auflöste. Dabei wurden besonders die weichen Gesteine durchschnitten und die Bereiche, die durch zu der Zeit noch aktiven Postvulkanismus angegriffen waren, tiefergelegt. Dort findet man auch heute abseits vom eigentlichen Zentrum noch thermische Aktivität. Einen Halt innerhalb dieser Erosionsphase zeigt eine weithin das Enneri begleitende Fläche in etwa 1,5—3 m Höhe an. Diese ist meist als Denudationsfläche ausgebildet. Stellenweise zeigen Schotterreste in der Nähe des rezenten Flußbettes eine mit der Flächenbildung verbundene Akkumulation an (T II). Die Schotter sind gut gerundet und z. T. geschichtet, im Gegensatz zu den rezenten Schottern aber verklebt und verbacken zu einem konglomerat-ähnlichen Gestein, dessen Bindemittel härter ist als die Schotter selbst. Die Schotter der Terrasse I sind nicht verfestigt. Im Niveau dieser Terrasse (T II) treten aktive und erloschene postvulkanische Erscheinungen auf.

Terrasse I und Terrasse II haben im Bereich von Soborom ein stärkeres Längsgefälle als das rezente Flußbett und überwinden den oberhalb liegenden Wasserfall zum Tarso Soborom im Falle T I ohne Sprung, im Falle T II mit einem kleinen Sprung. T II bildet oberhalb das Niveau, in dem heute fluvial gearbeitet wird. Oberhalb des Wasserfalls und im östlichen Bereich des Tarso Soborom ist das rezente Längsprofil gleich dem fossilen bzw. steiler als dieses.

3. Schluchtstrecke des Enneri Soborom-Souradom.

Talab folgt ein Bereich, in dem Terrassenreste kaum auftreten. Hangknicke können bei den unruhigen geologischen und tektonischen Verhältnissen kaum sinnvoll geordnet werden. Einzelne hochliegende Flächenstücke lassen sich noch der Terrasse I zuordnen. Die Terrasse II läßt sich höchstens aus dem zugehörigen Hang folgern. Das rezente Bett ist fast senkrecht in ein älteres Tal eingeschnitten (Abb. 13), dessen Alter nicht genau bestimmt werden kann.

4. Ausraumzone von Souradom.

Mit dem Eintritt in das Innere der Struktur von Souradom gewinnt das Tal an Breite, die Hänge treten weit zurück. Von Osten und Südosten kommen weitere Täler, die ihre Schuttmassen in das Becken geschüttet haben. In allen Tälern finden sich hochliegende Schutt- und Schotterakkumulationen auf Hangverflachungen, die mit der oberen Terrasse des Beckens korrespondieren. Hier stellt sich verkleinert das gleiche Bild wie im Tarso Voon ein. Ein breites rezentes Flußbett mit anastomisierenden Gerinnebetten ist eingeschachtelt in eine doppelte Akkumulation von Schottern, deren untere mit ihren groben, braun gefärbten, unregelmäßig geschichteten Schottern genau der Niederterrasse des Tarso Voon entspricht. Diese Akkumulation ist an eine ältere, die obere Terrasse angelagert, die aus Sanden, Kiesen und Schottern aufgebaut ist. Sande und Kiese sind gut geschichtet, zum Teil kreuzgeschichtet. Die Schotter treten in Bänken, Lagen und Linsen darin eingelagert auf. Angeschnittene Hänge in dieser Akkumulation weisen den gleichen Grad von Standfestigkeit auf wie die der Hauptterrasse im Tarso Voon.

Aus allen Befunden darf geschlossen werden, daß es sich bei den Terrassen im Enneri Soborom-Souradom um Terrassen gleicher Entstehungsbedingungen handelt wie bei denen des Tarso Voon. Aufgrund der Abfolge und auch der Sprunghöhen kann die Terrasse I des Enneri Soborom-Souradom mit der Hauptterrasse und die Terrasse II mit der Niederterrasse gleichgesetzt werden. Auch die Terrassen in der Struktur von Soborom können trotz der etwas komplizierteren Situation in die gleiche Beziehung gebracht werden.

Die Ablagerung der Hauptterrasse (T I) erfolgte in einem Tal mit weitgehend ausgeglichenem Längsprofil. Mit der Einschneidung in den Körper der Hauptterrasse bilden sich Gefällsbrüche aus. Die Sedimente der Niederterrasse zeigen das deutlich. Sie sind nicht mehr durch eine einheitliche Gefällslinie zu verbinden. Im rezenten Flußbett haben sich die Gefällsbrüche z. T. zu Wasserfällen verstärkt. Das bedeutet, daß die Entwicklung des Tallängsprofils nicht auf ein immer ausgeglicheneres Bild hinzielt, sondern daß ein zunächst ausgeglichenes Gefälle (bei einer bestimmten Größe des Anfalls von zu transportierendem Material) später nicht mehr als Ausgleichskurve dienen konnte. Erhärtet wird dieser Befund durch das starke Gefälle der Oberfläche der Hauptterrasse (zwischen Soborom und Souradom

etwa 6‰). Heute tendiert das Flußbett zu einem unausgeglichenen Gefälle mit Flach- und Steilstrecken. In den Flachstrecken wird mindestens zeitweilig abgelagert, ähnliches gilt bereits für die Niederterrasse.

322 Terrassen im Enneri Kochen

Ein anderes Bild zeigt das Enneri Kochen, das im Norden des Tarso Soborom zunächst in östlicher Richtung verläuft, dann aber bald nach Nordosten umbiegt. Der obere Talabschnitt ist ein weites dreieckiges Becken, direkt nördlich des Tarso Soborom. Vom Kreuzungspunkt des Tales mit der nordwärts verlängerten westlichen Steilkante des Tarso Voon ab schneidet sich das Tal rasch ein und zieht in einer tiefen Schlucht nördlich der Randberge des Tarso Voon nach Nordosten. Kurz vor der Vereinigung mit einem weiteren Tal, das in einem kleinen Becken im Tarso Idri beginnt, biegt das Enneri Kochen in nördliche Richtung um und gliedert sich damit in die allgemeine Abflußrichtung vom Tarso Voon zum Tal des Zoumri ein.

In diesem Flußlauf sind zwei Gebiete mit weiter Ausdehnung von fluvialen Terrassen auszugliedern. Der obere Talabschnitt mit den größten Terrassenflächen wird durch eine fast terrassenfreie Talstrecke vom zweiten Terrassengebiet getrennt.

1. Der obere Talabschnitt.

Der Oberlauf des Enneri Kochen ist ein weites flaches Tal, dessen Dreiecksform durch die geologische Struktur vorgegeben ist. In diesem Bereich treten weite Fußflächen auf, erhalten als Riedelflächen besonders am Südrande des Beckens (Fig. 8; Abb. 14). Die Flächen sind zum Teil über Basalten, Ignimbriten und Tuffen ausgebildet und greifen auf fluviale Schotterakkumulationen über. Die fluvialen Ablagerungen setzen sich aus gut geschichteten kleinen Schottern, Kiesen und Sanden zusammen. Im Schotterkörper tritt häufig Kreuzschichtung auf. Die Höhe der Riedel über dem Flußbett schwankt zwischen 4—5 m am unteren Ende und 8—9 m am oberen Ende. An der Nordseite des Tales treten unterhalb einer hohen Stufe aus Ignimbriten mit einer Decke von Basalt Terrassenreste des gleichen Aussehens und in der gleichen Höhenlage auf (Abb. 14 Vordergrund). Weiter unterhalb zeigen lange Hangfußflächen mit einer über 1 m mächtigen Schuttlage das gleiche Terrassenniveau nochmals an. Angelagert an diese Terrasse treten Reste einer jüngeren Akkumulation sehr geringer Ausdehnung auf. Einige heute noch überflossene Schwemmfächer können damit in Verbindung gebracht werden. Weithin besonders in den breiten Sohlentälern der Südseite fließt das rezent abkommende Wasser im Niveau dieser Terrasse. Der Akkumulationskörper ist nirgends bis zur Basis durchschnitten; er wird flächenhaft tiefergelegt. Nur im Hauptgerinnebett des Enneri, das von West nach Ost verläuft, ist eine deutliche Dreistufung in rezentes Bett—untere Terrasse—obere Terrasse festzustellen. Die untere Terrasse liegt nur etwa 1—2 m über der Talsohle. Die obere und die untere Terrasse nähern sich talab dem Flußbett; kurz oberhalb der Engstrecke liegen alle fast im gleichen Niveau. Etwa 1 km talab treten in einer Talweitung am Zufluß mehrerer Seitentäler wieder 2 Terrassenflächen, jede verbunden mit einer selbständigen Akkumulation, auf, von denen die obere feines, die untere grobes Material aufweist.

2. Der Terrassenbereich im Tarso Idri.

Das große rechte Nebental, das aus einem Becken südlich des Aschen- und Lavakegels kommt und einen großen Teil des Tarso Idri entwässert, hat wiederum zwei klar unterscheidbare Terrassen, die als Flächen über Schotterkörpern ausgebildet sind. Eine Terrasse ist aufgebaut aus feinen Sedimenten ähnlich denen, die schon aus dem Tarso Voon für die Hauptterrasse beschrieben wurden. Sie läuft in ein Tal hinein, das heute nicht mehr von oben bis unten durchflossen ist. Durch Anzapfung oder Überlauf über einen erniedrigten Basaltrücken wurde dieses Talstück abgetrennt. Über den Zeitpunkt dieser Veränderung gibt die zweite Terrasse in diesem Tal Aufschluß. Sie ist in der beckenartigen Erweiterung als Terrasse über groben, braunen, schlecht geschichteten Schottern ausgebildet und läuft in kleinen Hangleisten durch das scharf eingeschnittene anzapfende Talstück hindurch. Unterhalb der Steilstrecke gewinnt sie Anschluß an eine ähnliche Akkumulation wie die oberhalb. Etwa 1 km talwärts laufen die beiden Täler wieder zusammen. Der Talbodenrest der oberen Terrasse korrespondiert mit einer Terrassenfläche, die in dem heute durchflossenen Tal ausgebildet ist. Weiter talab an der Einmündung in das Enneri Kochen fallen Hangverflachungen und diese Terrasse zusammen. Die untere Terrasse läßt sich ebenso aus dem Becken bis zum Enneri Kochen verfolgen.

33 Die Beziehung der beschriebenen Terrassen zueinander und ihre Verbindung mit den aus anderen Untersuchungen bekannten Terrassen in den großen Tälern des Tibesti.

Die hier bearbeiteten Terrassen liegen alle im Höhenbereich zwischen 2000 m und 2500 m und die Horizontaldistanz der Oberläufe beträgt zum Teil nur wenige hundert Meter. Obwohl sie verschiedenen hydrographischen Systemen angehören, zeigen sie einen einheitlichen Formenschatz, der es gestattet, sie zu parallelisieren. Ausgehend von der Formung in der Talsohle kann gesagt werden, daß sich die Bedingungen in allen untersuchten Bereichen gleichen. Klimatische Unterschiede können auf so engem Raum nicht wirksam werden.

Die Veränderungen der klimatischen Verhältnisse während des Pleistozäns müssen in dem gesamten Gebiet ähnlich und gleichzeitig wirksam geworden sein. Es kann angenommen werden, daß die Terrassen in den drei Systemen einander entsprechen.

Hauptterrasse im Tarso Voon = Terrasse I im Enneri Soborom-Souradom = obere Terrasse im Enneri Kochen; Niederterrasse im Tarso Voon = Terrasse II im Enneri Soborom-Souradom = untere Terrasse im Enneri Kochen.

Es ergibt sich insgesamt die relative Abfolge rückschreitend vom rezenten Flußbett mit Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett zu: Niederterrasse—Hauptterrasse,

dazwischen geschaltet im Tarso Voon eine stellenweise mehrgliedrige Denudationsterrasse (Denudationsniveau in der Kartenskizze 2). Älter als die Hauptterrasse ist nur die im Tarso Voon aufgefundene Beckenverschüttung.

Der hier für das Tibesti sehr kleinräumig gehaltene Vergleich gewinnt seine Bedeutung durch die Lage des untersuchten Gebietes im zentralen Bergland. Geben die bisherigen Arbeiten über Terrassen im wesentlichen Aufschluß über die Verhältnisse in den großen Flußsystemen der Nordabdachung (JÄKEL, D. 1967, 1969; OBENAUF, K. P. 1967, 1969; MOLLE, H. G. 1968; ZIEGERT, H. 1967) und der Südabdachung (BÖTTCHER, U. 1968; ERGENZINGER, P. 1968 b), wobei nur OBENAUF, MOLLE und BÖTTCHER in den Taloberläufen Untersuchungen durchgeführt haben, kann die hier festgestellte relative Abfolge der Terrassen Anhaltspunkte für die Verknüpfung der beiden durch Hauptwasserscheiden getrennten Terrassenabfolgen geben.

Die im Enneri Zoumri-Bardagué gefundene Terrassenabfolge Niederterrasse—Mittelterrasse—Oberterrasse —Hochterrasse (MOLLE, H. G. 1968; JÄKEL, D. 1967, 1969) wird zunächst von OBENAUF (1967, 1969) für den mittleren Odingeur variiert zu: Niederterrasse—Oberterrasse—Hochterrasse. Für die Talbereiche auf dem Tarso Toussidé (OBENAUF, K. P. 1969) können nur noch unsicher Nieder- und Oberterrasse bestimmt werden. BÖTTCHER (1968) findet in Misky-Zubringern die Abfolge Niederterrasse— (Denudationsterrasse in der Hauptterrasse) Hauptterrasse—Oberterrasse (ebenso ERGENZINGER, P. 1968 b für das Enneri Misky).

Für die rezenten Talsohlen gleichen sich die Beschreibungen aller Bearbeiter. Auch für die Niederterrasse werden über relative Höhe der Fläche und Aufbau des Terrassenkörpers weitgehend übereinstimmende Angaben gemacht, die den hier vorgelegten Beobachtungen entsprechen. Die Zuordnung der Niederterrassen für die bisher untersuchten Teile des Tibesti dürfte dadurch als gesichert gelten. Schwieriger sind Aussagen über die nächst ältere Terrasse miteinander in Beziehung zu setzen. BÖTTCHER (1968 S. 29 und 64) parallelisiert die Hauptterrasse des Misky-Systems mit der Oberterrasse des Zoumri-Bardagué-Systems, wobei die Aussage MOLLEs (1968 S. 31 und Profil IX), daß sich die Mittelterrasse im Oberlauf über die Oberterrasse legt, nicht berücksichtigt wird. Zudem findet BÖTTCHER (1968 S. 56) einen Hinweis auf eine bräunliche Akkumulation unter seiner Hauptterrasse, die mit keiner anderen Terrasse korrelierbar ist. Beschreibungen der Mittelterrasse (MOLLE, H. G. 1968) und der Hauptterrasse (BÖTTCHER, U. 1968) gleichen sich auffällig für die Taloberläufe und weisen starke Ähnlichkeiten mit den hier mitgeteilten Befunden für die Hauptterrasse des Tarso Voon auf. Es liegt nahe, die Hauptterrasse in den Oberläufen des Misky-Systems mit der Hauptterrasse des Tarso Voon und der Mittelterrasse des Zoumri zu parallelisieren. Ohne die Bestimmung exakter Daten über das absolute Alter der Terrasse dürfte aber diese Zuordnung weiterhin nur wahrscheinlich sein. Für die älteren Terrassen und besonders die vereinzelt auftretenden Schotterreste scheint eine Zuordnung noch verfrüht.

Zur weiteren Bestimmung des Alters der Terrassen können Aussagen über die klimatischen Ursachen der Terrassenbildung und deren Ablauf im Pleistozän herangezogen werden. Darüberhinaus eröffnet die klimageomorphologische Analyse eine Vergleichs- und Korrelationsmöglichkeit mit den Terrassen in anderen Teilen der nordafrikanischen Trockengebiete. Durch die Arbeiten insbesondere von J. CHAVAILLON (1964) im südlichen Atlasgebiet und P. ROGNON (1967) im Hoggar sind die Verhältnisse in ähnlichen Bereichen bereits hinreichend bekannt, so daß aufgrund gleicher klimatischer Verhältnisse eine relative Chronologie für die Sahara entwickelt werden kann. Um die Bereiche außerhalb der großen Akkumulationsgebiete mit in diesen klimageomorphologischen Ansatz einzubeziehen, müssen die Talformen und die Hangformen als Ausdruck einerseits der Erosions- andererseits der Denudationsvorgänge untersucht werden.

4 DIE TALFORMEN

Aufschluß über die rezenten Abtragungsvorgänge liefern einerseits die von ihnen verursachten Formen und andererseits ihre direkte Beobachtung und Messung im Gelände. Da in Trockengebieten nur relativ selten fluviale Vorgänge in der Natur beobachtet werden können, muß im allgemeinen der indirekte Schluß von den Formen auf die Vorgänge gezogen werden, d. h. aus den Formen ist auf die klimatisch bedingten speziellen Abtragungs- und Ablagerungserscheinungen zu schließen. Im Gegensatz zu der gut erkennbaren zeitlichen Gliederung der Akkumulationsformen zeigen die Abtragungsformen nur selten eine zeitliche Gliederung, dafür aber ein räumliches Gefüge, das sich als eine Abfolge vom Ursprung der Täler bis zu den niedersten untersuchten Bereichen darstellt. Bei der Betrachtung der Talformen muß berücksichtigt werden, daß sie im engeren Arbeitsgebiet (Kartenskizze 2) in drei vom Gestein und der geologischen Struktur her unterschiedlichen Bereichen auftreten.

1. Der südliche Teil umfaßt den Boden des Tarso Voon mit seinen fluvialen Lockersedimenten.

2. Der nördliche Bereich ist durch die flachlagernden Basaltdecken und -ströme bestimmt.

3. Der westliche und nordwestliche Randbereich ist durch die wechselnd harten und weichen tektonisch gestörten Gesteine besonders anfällig für die Zerschneidung. Mitentscheidend ist außerdem die hohe Reliefspannung von bis zu 400 m auf einer Horizontaldistanz von 2 km im westlichen Bereich.

Trotz dieser unterschiedlichen Voraussetzungen ergibt sich kein Unterschied in den Talformen und der generellen Abfolge selbst, sondern nur in der Verteilung bestimmter Talformen.

41 Im Terrassenbereich des Tarso Voon treten drei Formen auf

411 Das Kastental mit breiter Schottersohle und steilen häufig senkrechten Hängen (Abb. 2, 4; Profil 7a).

412 Das Kerbtal mit geraden oder leicht konvexen Hängen (Abb. 4; Profil 9a).

413 Das Muldental mit konvex-gestreckt-konkaven Hängen (Abb. 16; Profil 11—13).

411 Alle größeren Täler, wie Enneri Yedri oder Enneri Alahi, sind als Kastental ausgebildet. Eine breite Talsohle — meist breiter als die Höhe der Hänge — ist in drei Stufen gegliedert. Das Niedrigwasserbett (Profile 2—5; Abb. 5, 17) wird nach den häufigen schwachen Niederschlägen ebenso durchflossen wie am Ende eines jeden größeren Abkommens (JANNSEN, G. 1969). Dabei wird in die höher liegenden Teile des Flußbettes eine Rinne mit senkrechten Kanten (maximale Höhe 0,5 m) eingearbeitet (Abb. 17). Über diesem tiefsten Bett folgen ein oder mehrere Niveaus, die mit mittlerem Wasserstand in Verbindung zu bringen sind. Sie liegen häufig als kleine Inseln zwischen den anastomisierenden Armen des Niedrigwasserbettes. Ihre Höhenlage ist in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Wasserständen beim Abkommen sehr unterschiedlich und wechselt von Ort zu Ort. Mit der Verbreiterung des Talbodens nimmt die Höhe generell ab. Die Reste der Mittelwasserniveaus lassen sich häufig zwanglos zu kleinen Schwemmfächern auf der Talsohle ergänzen. Durch diese Schwemmfächer wird das Niedrigwasserbett zum Pendeln auf der Talsohle gezwungen, ähnlich wie es vor allem BÜDEL für die stark schuttüberlasteten periglazialen Sohlentäler beschrieben hat (BÜDEL, J. 1944).

Das Niveau, das als höchstes vom rezenten Fluß überspült wird, wird als Hochwasserbett bezeichnet. Es kann als eigenständige Akkumulation am Rande der Täler und als Insel in der Talsohle ausgebildet sein. In vielen Fällen, besonders im Tarso-Zentrum, wo die Sprunghöhen der Terrassen kaum mehr als einen Meter betragen, tritt es nur als leicht überarbeitete ältere Terrassenfläche auf. Die Abgrenzung des Hochwasserbettes läßt sich in diesem Falle an der hellen, fast gesteinsfrischen Farbe der Schotter erkennen. Auch kleine scharfe Rinnen in der älteren Terrasse zeigen die junge Überarbeitung an.

Die Hänge der Kastentäler sind steil und tragen keine Schuttdecke. Im Bereich der breiten Talsohlen im Tarso Voon wechseln die steilen Talhänge je nachdem, wo sich die aktuelle Fließrinne befindet, ab mit flachen alten Hangfüßen, die kaum unterschnitten sind. Steile nackte Hänge treten nur in Bereichen mit seitlicher Unterschneidung auf. Als spezielle Form der Hangabtragung setzt an diesen steilen Hängen die Runsenspülung ein (Abb. 2, 7, 9, 17; Fig. 5). Die Runsen können vereinzelt, aber auch dicht nebeneinander liegend den Hang zerschneiden. Im letzteren Falle können sie den Hang soweit auflösen, daß kleine spitze Türme, ähnlich den Erdpyramiden sich aus dem Verband des Schotterkörpers herauslösen.

Am Fuße der senkrecht den Hang hinabziehenden Runsen liegen kleine Schuttkegel, aufgebaut aus umgelagertem Terrassenmaterial. Die Abtragung in den Runsen erfolgt einerseits durch fließendes Wasser, andererseits rieselt häufig auch trockener Schutt in ihnen hinab, so daß die Runsen Steinschlagrinnen mit vorliegenden Schuttkegeln in Kleinform gleichen. Diese Hangform kann sich sowohl in einem einheitlichen Schotterkörper als auch in einem gegliederten ausbilden (Hauptterrasse Abb. 7, 17; Hauptterrasse über Beckenverschüttung Abb. 2, 9).

Im Bereich der starken Talerweiterungen im Zentrum und im westlichen Teil des Beckens stellt sich die Frage nach der Existenz von Pedimenten im rezenten Abtragungsbereich. Im westlichen Teil des Tarso-Bodens verbreitert sich die Talsohle trichterförmig in Südost-Richtung als Folge der vom westlichen Rande her kommenden Täler. Dabei fließt das Wasser schichtflutartig über die Fläche verteilt ab. Seitliche Unterscheidung führt zu steilen Hängen und zur Verbreiterung der Sohle. Auch stellt sich eine schwach kegelförmige Oberfläche für diesen Bereich der rezenten Talsohle ein. Die Form ähnelt der eines Pedimentes. Da aber Pediment einerseits als Abtragungsfläche über festem Fels (JOHNSON, D. W. 1932; WICHE, K. 1963), andererseits als eine Fläche mit divergierendem Gewässernetz über einem Felssockel (LOUIS, H. 1967) verstanden wird, oder auch als leicht kegelförmige Fläche, auf der sich ein Gleichgewicht zwischen Abtragung und Akkumulation bei seitlicher Erosion einstellt (v. WISSMANN, H. 1951), darüberhinaus die Unterscheidung zwischen Schwemmfächern und Pedimenten schwer vollziehbar ist (BUSCHE, D. 1968, S. 80 ff.), kann dieser Begriff für die hier beobachteten Formen nicht verwendet werden. Die wenigen Beobachtungen liefern auch kein Material, das zur Klärung des Begriffes selbst herangezogen werden könnte. Weiterhin muß offen bleiben, ob die Fläche dem entspricht, was in der französischen Literatur als „glacis d'accumulation" bezeichnet wird (bei TRICART, J. und CAILLEUX, A. 1960 auch „glacis d'ennoyage"), da keine exakten Beweise für rezente Akkumulation zu erbringen sind. Als Hinweis auf Akkumulation kann das Fehlen freiliegender Felspartien an unterschnittenen Hängen gewertet werden.

Über eine Talstrecke mit schmaler Schottersohle, die regelmäßig voll durchflossen wird, kann das Kastental nach abwärts in eine Schlucht (Enneri Yedri) übergehen (Profil 7), nach aufwärts folgt immer ein Kerbtal mit kleiner Schottersohle. Die Schluchten und ihre Tiefenlinie weisen im Anstehenden ein ungleichmäßiges Gefälle mit vielen Wasserfällen auf. Die Schlucht besteht im Bereich des Tarso Voon-Randes aus mindestens zwei ineinander geschachtelten Generationen, deren jüngere einem schmalen Kastental ähnelt. Darüber folgen Haldenhänge oder auch Felswände. Diese Täler sind vorwiegend am äußeren Rand der nördlichen Abdachung in Abhängigkeit vom Zoumri entwickelt. In einigen von ihnen treten Terrassen auf, deren Zuordnung zu den oben beschriebenen jedoch nicht möglich war.

Auch in den fluvialen Sedimenten des Tarso Voon treten Täler auf, die den Schluchten der Tarso-Nordabdachung gleichen. Im tiefsten Teil liegt ein kleines Kastental, das in ein älteres Kerbtal mit geraden Haldenhängen (Neigung 28°) eingeschnitten ist (Abb. 4). Die Anlage der Hänge beginnt mit der Einschneidung zur Niederterrasse und setzt sich darüber hinaus fort. Rezent werden die Hänge durch Runsenspülung, Abrutschen und Abrollen von Schutt weiter geformt, sofern der Hangfuß unterschnitten wird. Die Bewegung des Schuttes ist an den hangab ziehenden Schuttstreifen zu erkennen.

412 Das Kerbtal

Die Kerbtäler weisen von unten nach oben einen charakteristischen Wandel auf. In das Kastental gehen sie mit steilen, meist geraden, nur im oberen Teil konvexen Hängen und einer schmalen Schottersohle über. Die Hänge sind zwischen 20° und 30° geneigt. Das Schotterbett wird in Form eines kleinen Schuttfächers in das Kastental fortgesetzt. (Schotterbett und Schuttfächer sind zu klein, als daß sie in der Kartenskizze 2 dargestellt werden könnten.)

Aufwärts verengt sich der Talgrund zu einer Linie. Die Hänge werden flacher, konvexe Segmente treten im unteren Hangteil nicht mehr auf. Der Übergang in die höhere Fläche (Terrasse) vollzieht sich im sanften konvexen Bogen.

413 Das Muldental

Das Kerbtal geht talauf über in ein Muldental. In einigen Fällen endet es auch mit einem kleinen muldenförmigen Talschluß. Der Übergang von der einen Talform zur anderen läßt sich auf den Hängen kaum erfassen. Ein breiter Übergangssaum mit geraden bis ganz schwach konkaven Hängen als unterem Hangteil und schwach konvexem Bogen beim Übergang in die Fläche leitet von der einen Form zur anderen über. In der Tiefenlinie ist der Wechsel der Formen besser zu erkennen. Im oberen Teil des Kerbtales ist die Tiefenlinie im allgemeinen schuttfrei, das Muldental schüttet aus seiner Schuttsohle einen kleinen Schuttfächer an der Übergangsstelle auf (Profil 11). Der Schuttfächer wird vom Wasser beidseitig umflossen.

Durch den Schuttreichtum in der Tiefenlinie der Mulde ergibt sich beim Übergang zum Kerbtal ein nur wenige Dezimeter hoher Sprung. Erst unterhalb ist die Abtragungskraft des linienhaft abfließenden Wassers groß genug, allen anfallenden Schutt abzutransportieren. Diese Erscheinung gleicht dem von KELLERSOHN (1952) für den Übergang von Dellen zu Kerben beschriebenen „Kerbensprung", wenn auch in sehr viel kleineren Dimensionen ausgebildet. Der Formungsanteil von Sickerwasser im Schutt konnte nicht bestimmt werden.

Oberhalb dieser Übergangsstrecke stellt sich schnell ein echtes muldenförmiges Querprofil ein (Profil 12). Das normale konkav-konvexe Hangprofil kann dabei durch ein kurzes gerades Zwischenstück verlängert werden. Auf dem gesamten Hang ist eine Schuttdecke ausgebildet, die zur Tiefe hin an Mächtigkeit zunimmt. Geht die Mulde oder ihre Kleinform, die Delle, nicht in ein Kerbtal über, so schüttet sich aus ihr ein Schuttfächer auf eine Fläche oder ein flaches Hangstück, auf dem die Fließlinien divergieren.

Am häufigsten treten kleine Ursprungsmulden mit einer Breite von 25—30 m und einer Reliefspannung von etwa 0,5 m auf. Die obere Umrandung kann annähernd halbkreisförmig ausgebildet sein. Die Mulden werden von einer Schuttdecke voll ausgekleidet, die sich nicht von der der umgebenden Hänge oder Flächen unterscheidet. Die Schuttmächtigkeit nimmt zur Tiefe der Mulde hin zu.

42 Die Talformen im Gebiet des Tarso Idri

(Profilreihe 6—13)

Zu der für die Terrassen des Tarso Voon gezeigten Abfolge der Talformen ergeben sich für diesen Bereich einige Abweichungen.

421 Kastentäler

Kastentäler treten nur sehr selten auf und sind vorwiegend dort ausgebildet, wo in den Tälern ältere Terrassen zerschnitten sind. Auch in den Talstrecken, die in grob geklüftetem Basalt eingetieft sind, haben sich Täler mit Schottersohlen und steilen Hängen entwickelt. Eine Regelhaftigkeit wie im Tarso Voon läßt sich nur im Zusammenhang mit den Schluchten erkennen. Der untere Teil einer Schlucht ist fast immer kastenförmig tiefer eingearbeitet, wie schon für das Enneri Yedri gezeigt werden konnte (Profil 6, 7).

422 Sohlental und Kerbtal

Oberhalb der Schluchten im Tarso Idri setzen die Kerbtäler mit steilen schuttlosen Hängen ein. Eine Sohle ist nicht ausgebildet. Die Tiefenlinie liegt direkt im Anstehenden und weist ein unregelmäßiges Gefälle auf, in dem Brüche und Abstürze vorkommen. Der obere Hangteil ist konvex im Übergang zu höher liegenden Flachhängen oder Flächen. Mit abnehmender Hangneigung setzt eine Schuttdecke auch auf den Hängen der Kerbtäler ein, die übergeht in die Schuttdecke, die auf dem Tarso Idri allgemein verbreitet ist.

Talauf wird das Kerbtal rasch flacher, die unteren Hangteile sind gerade, die oberen leicht konvex. Die Schuttdecke zieht sich weiter den Hang hinab und kann bis auf die geraden Hangteile übergreifen (Profil 8, 9). Oberhalb folgt ein Kerbtal mit flacher, schmaler Sohle und geraden nach oben leicht konvexen Hängen, die ganz mit Schutt bedeckt sind. (Beispiele in Abb. 16, 17 an der Basaltstufe, Profil 10 auf dem Tarso Idri.)

423 Muldental

Der Übergang vom Kerbtal zum Muldental vollzieht sich in der Tiefenlinie meist über einen kleinen Schuttfächer (Profil 11), auf den Hängen ist der Wechsel genau so unscharf wie bei den Tälern des Tarso Voon-Bodens. Die Form der Muldentäler auf dem Tarso Idri unterscheidet sich kaum von der im Tarso Voon. Sie sind hier im Anstehenden ausgearbeitet, aber ebenfalls mit einer Schuttschicht bedeckt. Die Größe und Häufigkeit nimmt auf dem Tarso Idri zu, besonders in Richtung auf den Rand zum Tarso Voon hin.

Einige ältere flache Mulden, in denen heute kleine Kerbtäler ausgebildet sind, treten als Formen auf dem Tarso Idri neu hinzu. Ihre Altersstellung läßt sich nicht festlegen, da sie einerseits nicht mit einer Terrasse korrelierbar sind, andererseits die in der Nähe auftretenden Terrassen nicht datierbar sind. Sie können entweder der Haupt- oder der Niederterrasse entsprechen.

Im Vergleich der beiden bisher beschriebenen Gebiete zeigt sich, daß die in den Profilen 6 bis 13 dargestellte Reihe der Talformen als typisch angesehen werden kann. Im Tarso Voon ergeben sich nur die zwei Varianten 7 a und 9 a.

424 Sonderformen

Eine weitere Variante stellt sich auf den Hängen der dem Tarso Idri aufgesetzten Basalt-, Lava- und Aschenkegel ein. Die Neigung der Hänge beträgt hier teilweise mehr als 25°. Auf ihnen beginnen die Täler als kleine Runsen, die zunächst hangab gerichtet parallel zueinander verlaufen und sich später zu größeren Kerbtälern vereinigen, oder aber direkt als Kerbtäler mit steilhängigem Talschluß. Runsen treten dann auf, wenn der Hang in feinem Material ausgebildet ist. Bei festem Gestein bilden sich die Kerbtäler. Am Fuße der Kegel lagern Runsen und Tälchen den transportierten Schutt in flachen Schwemmschuttkegeln ab. Die Neigung der Kegel entspricht der des Hangfußbereiches, so daß die Kegel ganz unmerklich in die flachen Hänge übergehen.

43 Die Talformen im westlichen und nordwestlichen Randbereich

In diesem Bereich des Tarso Voon-Randes hat sich sowohl auf der Innenseite als auch nach außen hin ein anderes Talgefüge gebildet. Lange Täler, z. T. mit breiten Schottersohlen, zerschneiden den Rand soweit, daß sich die Talnetze der inneren und äußeren Abdachung stark verzahnen. Die Hänge der Täler sind steil — häufig mit Böschungswinkeln zwischen 28° und 35° — und gestreckt. Talauf nimmt die Taltiefe rasch ab, die lichte Weite jedoch kaum, so daß die Täler nach oben hin ein flaches Querprofil aufweisen. Selten schließt sich oben ein Muldental an. Die Kerben beginnen selten als scharf eingeschnittene Schuttgerinne oder kleine Tobel, sondern tiefen sich mit der Länge der Laufstrecke allmählich ein.

431 Formen der Talanfänge

Bei den Talanfängen der Kerbtäler lassen sich drei Typen ausgliedern. Beim dritten Typ kann noch eine dreifache Untergliederung vorgenommen werden (Fig. 14).

1. Steilhängiger Talschluß mit z. T. zerrunsten Haldenhängen.

Ein langes schmales Tal wird seitlich begleitet von steilen Hängen. In der Tiefenlinie vereinigen sich die im Hanggefälle herabkommenden Kerben und Runsen. Die Hauptkerbe beginnt unter einem steilen Talschluß, dessen oberer Rand im Grundriß in Richtung des Talverlaufs nicht spitz zusammenläuft sondern leicht abgerundet ist. Schutt wird von den Hängen durch Verlagerung der Runsen flächenhaft abgespült und in der Tiefenlinie abtransportiert.

2. Bogenförmiger Talschluß unter einer Felskante.

Unterhalb weiterer, bogenförmiger Felskanten stellt sich eine kleine Variante zu der unter 1. bezeichneten Form ein. Die im Hanggefälle laufenden Kerben vereinigen sich in einem Punkt, von dem aus die Hauptkerbe abwärts geht, die von den Seiten weitere Tälchen aufnehmen kann. Die Haldenhänge im Talschluß sind teilweise zerrunst. Auch die Runsen sind im oberen Teil auf den Anfangspunkt der Hauptkerbe ausgerichtet.

In den beiden Fällen beginnen die Kerben als kleine schmale Hangrunsen, die in der Karte nicht mehr darstellbar sind. Der Schuttabtransport auf den steilen Haldenhängen erfolgt durch Runsenspülung oder Absturz. Die Hänge werden flächenhaft bearbeitet.

3. Muldenförmige Talschlüsse

In flachen Bereichen und dort, wo keine Gesteinskante den oberen Rand bildet, beginnen die Kerben als Einzelformen mit halbkreisförmigen Eintiefungen. Ein ähnliches Bild stellt sich dann ein, wenn das Kerbtal sich mit seiner Neigung eng an das Hanggefälle anpaßt. Je nach der Beschaffenheit des Untergrundes treten die drei folgenden Varianten der Talschlüsse auf:

1. Muldenförmiger Talschluß im weichen, grobschuttfreien Untergrund.

Im oberen Teil vereinigen sich mehrere kleine Runsen in einem Punkt zu einer Tiefenlinie. Unterhalb dieses Punktes bildet sich schnell ein Kerbtal aus. Im Bereich der wie Strahlen verlaufenden Runsen ist das Querprofil muldenförmig. Die obere Umgrenzung der Ursprungsmulde ist nicht genau festzulegen, da der konvexe Übergang in den höheren Rand sich ganz allmählich vollzieht.

2. Muldenförmiger Talschluß im weichen Gestein mit einer Grobschuttdecke.

Eine Grobschuttzunge zieht in die Tiefenlinie des Tales hinein. Unterhalb der Zunge, die leicht gewölbt ist, beginnt das eigentliche Kerbtal. Die obere Umgrenzung ist halbkreisförmig gebogen und ebenfalls im Gelände nicht genau zu fixieren.

3. Muldenförmiger Talschluß im harten Gestein mit oder ohne Grobschuttdecke.

Die Form ähnelt stark dem oberen Teil der Muldentälchen in den flachen Bereichen des Tarso Voon und des Tarso Idri. Das Tälchen ist nur wenig in den Hang eingetieft. Erst nach einem kurzen muldenförmigen Talstück beginnt eine Tiefenlinie und damit das eigentliche Kerbtal.

Die unter 31., 32., 33. beschriebenen Formen lassen sich wegen ihrer geringen Größe in der Kartenskizze 2 nicht mehr darstellen. Dort sind nur Kerbtäler vermerkt. Die Linienführung des Talrandes ist nach Möglichkeit so gewählt worden, daß die runde Form der Talschlüsse noch erkennbar bleibt.

Wie die Punkte 1. bis 3. zeigen, sind die Talschlüsse der Kerbtäler im westlichen und nordwestlichen Bereich des Tarso Voon-Randes einerseits bestimmt durch die Re-

liefenergie, andererseits durch die Gesteinsverhältnisse. Überall zeigt sich die Tendenz zur flächenhaften Abtragung in den obersten Talstücken. Hohe Gefällewerte und weiches Gestein begünstigen die Ausbildung der abtragungsintensiven Runsen, bei tieferen Werten tritt eine andere Form der flächenhaften Abtragung ein, auf die später noch eingegangen werden muß. Die Formen unter 3. stellen die bei mittleren Hangneigungen auftretenden Initialformen von Mulden und Dellen dar, die denen der flachen Gebiete sehr ähnlich sind. Insbesondere beginnen vor allem die Dellen auf den Hängen ebenso wie in 33. dargestellt wurde. Statt einer Kerbe schließt sich abwärts ein Schwemmfächer an, der auf eine tiefere Fläche, ein flacheres Hangstück oder eine Terrasse ausläuft (Abb. 20).

44 Schlußfolgerungen

Aus der Abfolge der Formen können zunächst folgende Aussagen über die Prozesse festgehalten werden:

1. Die linienhafte Erosion setzt erst nach einer je nach Neigungs- und Gesteinsverhältnissen unterschiedlich langen Strecke flächenhafter Abtragung ein.

2. Sie kann abwärts entweder als Seitenerosion (besonders im Tarso Voon) oder als Tiefenerosion (im Bereich hoher Reliefspannung am Nordrande) auftreten.

3. Flächenhafte Abtragung tritt in allen Bereichen und bei allen Neigungen der Abtragungsflächen auf. Sie muß noch näher untersucht werden.

5 DIE HANGFORMEN

51 Unselbständige Hänge

Im Zusammenhang mit der rezenten Hangunterschneidung durch Seitenerosion sind bereits die zerrunsten und zerrachelten steilen Hänge der Kastentäler erwähnt worden. Die hier durch fluviale Prozesse bedingte Versteilung schafft eine Hangentwicklung, die bei standfestem Material bis zur Wand führen kann, bei lockerem, leicht beweglichem Material ergibt sich die „natürliche" Böschung des Haldenhanges. Von VILLINGER (1967 S. 54) werden solche Hänge als „unterschnitten" gekennzeichnet. Im Sinne der Hangentwicklung können sie als u n s e l b s t ä n d i g e Hänge bezeichnet werden; d. h. ihre Entwicklung ist nicht durch die auf dem Hang stattfindenden Prozesse zu erklären, sondern durch die am Fuß angreifenden Vorgänge.

Als Formen dieser unselbständigen Entwicklung treten die genannten steilen, geraden Hänge und Wände in den Terrassen des Tarso Voon auf. Durch das Pendeln der Abflußbetten auf der Talsohle können wechselseitig kleine unselbständige Hangstücke auftreten, die mit anderen Hangformen abwechseln. Durch Unterschneidung eines schuttbedeckten Hanges, der in weichen Tuffen ausgebildet ist, wird der Abtransport des Schuttes verstärkt, dadurch die Runsenspülung in dem betroffenen Hangstück begünstigt, so daß sich ein Steilhang ausbilden kann, obwohl der direkt benachbarte Hang flach bleibt und auf ihm nur der Schutt abwandert. Mit dem Anschneiden harter Bänke oder z. B. einer Schotterlage (Abb. 19) versteilt sich der Haldenhang zur Wand.

Auch die steilen, konvexen Kerbtalhänge als Ergebnis linienhafter Tiefenerosion sind Formen unselbständiger Hänge (Profil 8; Abb. 4, 13), da auf diesen Hängen die Abtragung von Vorgängen gesteuert wird, die ihre Ursache außerhalb des Hanges haben.

Ein weiterer Typ unselbständiger Hänge ist die als Ergebnis tektonischer Bewegungen auftretende Wand. Die Rohform unterliegt dann der Abtragung durch die Schwerkraft und wird allmählich in den Vorgang der s e l b s t ä n d i g e n Hangentwicklung mit einbezogen. Nur durch Rückverlegung des Hangfußes von unten kann sie wieder in den Bereich der unselbständigen Entwicklung gelangen.

52 Selbständige Hänge

Darunter werden Hänge verstanden, deren Entwicklung bestimmt wird von den Prozessen, die auf dem Hang ablaufen und seine Form verändern oder erhalten. Die Prozesse sind teilweise klimatisch gesteuert, teilweise wirkt der Hang selbst als Steuerungsfaktor mit. Deshalb sind für die Frage der Hangentwicklung als Problem der klimageomorphologischen Analyse die Formen der selbständigen Hänge wesentliche Untersuchungsobjekte. Im untersuchten Bereich des Tibesti lassen sich drei Formen unterscheiden.

521 H a l d e n h ä n g e

Unter diesem Begriff werden alle Hänge zusammengefaßt, deren Neigungswinkel zwischen denen der Schutthalden und denen schuttfreier „Haldenhänge" im Sinne W. PENCKs (1924) liegen (Abb. 3, 4).

Faßt man die Oberfläche dieser Hänge als Reibungsfläche mit einem durch die Rauhigkeit des Materials vorgegebenen Haftreibungskoeffizienten f_0 und einem Gleitreibungskoeffizienten f auf, so lassen sich auf Grund der Reibungsgesetze einige Aussagen über das Verhältnis der Schutthaldenböschungen zu „natürlichen" Böschungswinkeln und zu denen der „Haldenhänge" machen. Sei der Haftreibungswiderstand die Kraft R_{max} der Gleitreibungswiderstand die Kraft R, die Schwerkraft P, der Neigungswinkel α, so ergibt sich:
$R_{max} = f_0 N$ mit $N = P \cos \alpha$
es folgt: $R_{max} = f_0 P \cos \alpha$, d. h. mit wachsendem α wird R_{max} kleiner (1).

Auf den unter einer Wand liegenden Hang treffen die abgelösten Gesteinsbrocken mit einer Kraft auf, die von der Masse und der Beschleunigung abhängig ist.
$K = m \cdot b$ (m = Masse, b = Beschleunigung)

Bleiben die Brocken nach dem Auftreffen gleich liegen, so ist: $m \cdot b < R < R_{max}$ (a),
bewegen sie sich gleichförmig abwärts, so ist:
$m \cdot b = R < R_{max}$ (b),
bewegen sie sich beschleunigt abwärts, so ist:
$m \cdot b \geq R_{max}$ (c).

Unter Verwendung von (1) folgt:

(a) $m \cdot b < R < f \cdot P \cdot \cos \alpha$

(b) $m \cdot b = R < f_0 \cdot P \cdot \cos \alpha$

(c) $m \cdot b \geqq f_0 \cdot P \cdot \cos \alpha$

Da $R = f \cdot N$ mit $N = P \cdot \cos \alpha$ und $f < f_0$, folgt:

(a) $m \cdot b < f \cdot P \cdot \cos \alpha < f_0 \cdot P \cdot \cos \alpha$

(b) $m \cdot b = f \cdot P \cdot \cos \alpha < f_0 \cdot P \cdot \cos \alpha$

(c) $m \cdot b \geqq f_0 \cdot P \cdot \cos \alpha$

Für konstantes $m \cdot b$ ergibt sich: α (a) $< \alpha$ (b) $< \alpha$ (c); (2) d. h. der Böschungswinkel einer Schutthalde (α [a]) unter einer Wand ist kleiner als der einer freien Schutthalde (α [b]) und dieser wiederum ist kleiner als der oder gleich dem eines Haldenhanges unter einer Wand (α [c]). Ohne Existenz einer Wand ergeben sich generell größere Neigungswinkel.

Außerdem ergibt sich aus (c) bei wachsendem $m \cdot b$ (d. h. bei wachsender Fallhöhe) fallendes α. Der Neigungswinkel der Schutthalde ist umso flacher, je länger die Brocken der Schwerebeschleunigung unterworfen sind. Als Ergebnis dieser Ableitungen müßte versucht werden, diese drei Formen der Haldenhänge zu trennen. Unter drei Gesichtspunkten kann jedoch darauf verzichtet werden: 1. Sie unterliegen alle nur der Wirkung der Schwerkraft und der der Reibung der Oberfläche; 2. Die Größenordnung der Unterschiede zwischen den drei Formen kann als sehr gering angesehen werden. Die Fallhöhe übt nach A. PIWOWAR (1903 S. 357) keinen wesentlichen Einfluß auf die Neigung und Form einer Schutthalde aus. Hier dürfte die Genauigkeit der angewandten Meßmethode die Grenzen der Unterscheidungsmöglichkeiten vorgegeben haben. 3. Die im untersuchten Gebiet aufgefundenen Formenunterschiede sind so gering, daß sie in dem vorgegebenen Kartenmaßstab nicht mehr festzuhalten sind.

Betrachtet man als „natürliche" Böschungswinkel die Winkel, die in der Natur an Schutthalden auftreten, so muß zwischen den an eine Wand gebundenen Schutthalden und Haldenhängen und den unabhängig von einer solchen ausgebildeten Hängen gleicher Neigungswerte unterschieden werden. Wenn A. PIWOWAR (1903 S. 357) feststellt, daß die Fallhöhe keinen Einfluß auf die Neigung oder die Form einer Schutthalde ausübe, so muß angenommen werden, daß die Höhe Null einer Wand dabei nicht erfaßt wird. Existiert eine Wand, so braucht nur noch der Gleitreibungswiderstand überwunden zu werden. Im anderen Falle muß der stets höhere Haftreibungswiderstand aufgehoben werden, so daß bei gleichen Neigungsverhältnissen einmal Materialtransport und damit Hangformung erfolgt, im anderen Falle nicht. Der „natürliche" Böschungswinkel entspricht also nicht der durch das Material vorgegebenen maximalen Hangneigung, sondern unterliegt auch dem Einfluß der durch die Fallhöhe (größer Null) bedingten Fallgeschwindigkeit.

Im Bereich der Haldenhänge tritt außer der durch flächenhafte Abtragung gekennzeichneten mehr oder weniger glatten Hangform eine weitere auf, die gesondert dargestellt werden muß. Der zerrunste Haldenhang hat meist Böschungen im oberen Grenzbereich der Haldenhänge, die Neigungen zwischen 28° und 35° aufweisen. Dicht nebeneinander liegende, hangab verlaufende, kleine Runsen ziselieren den Hang, besonders häufig in weichem Material. Wird der am Fuß anfallende Schutt nicht gleich weitertransportiert, so bilden sich kleine Schuttkegel vor den Runsen. In ihnen erfolgt nicht nur fluviale Abtragung. Auch durch Steinschlag gelangt das Material in die Tiefe.

Das Profil der Haldenhänge ist im mittleren Teil gerade, nach unten häufig leicht konkav. Mit einem scharfen Knick setzt er sich in anderen Fällen von der Fußfläche ab. Der obere Teil geht entweder über in konvexem Bogen in einen höher liegenden flacheren Bereich, oder endet mit einem Knick unter einer Wand oder einer Felskante. Die Felskante zeigt im oberen Teil einen konvexen Bogen, wenn dahinter ein flacherer Bereich folgt. Eine sehr intensive Bearbeitung zeigt sich im schärfsten Bogen des konvexen Hangstückes (Hangprofile 1—3).

522 Schutthänge (Hangprofile 4, 5)

Die Haldenhänge gehen im unteren Teil über in einen Hang, der außer in dieser Lage auch selbständig als eigene Form auftritt. Dieser Hang ist immer mit einer mächtigen Lage kantigen Schuttes bedeckt. Er weist ein meist gestrecktes Profil auf, manchmal ein leicht konkaves. Die Neigung liegt zwischen 15° und 25° mit den häufigsten Werten zwischen 18° und 20°. Die Hänge sind in allen Gesteinen ähnlich ausgebildet und vielfach ausgezeichnet durch die hangab gerichtete Einregelung der Längsachsen der großen Blöcke in der Schuttdecke (Abb. 26). Die Schuttdecke kann bis zu 1 m mächtig werden. Die oberen Teile der Decke sind rezent bewegt und terrassiert. Auf die Ursache dieser Bewegung wird bei der Betrachtung der Kleinformen auf den Hängen noch näher eingegangen. An keiner Stelle konnte auf solchen Hängen Runsenspülung beobachtet werden. Auftretende kleine Anrisse werden sofort durch nachwandernden Schutt wieder zugedrückt (Abb. 23, 25). Der Schutthang kann durch kleine Hangdellen gegliedert sein (Abb. 21, 23).

523 Flachhänge (Hangprofile 6, 7)

Wie bei den bisher besprochenen Hangformen ist auch für die Bezeichnung der Flachhänge das wesentliche Erscheinungsmerkmal zur Benennung herangezogen worden. Diese Hänge unterscheiden sich von den Schutthängen nur durch ihre geringe Neigung; Mächtigkeit und Aufbau der Schuttdecke verändern sich kaum. Bewegungen in den oberen Schuttpartien treten auch hier auf. Die Neigungswerte liegen zwischen 3° und 15° mit den häufigsten Werten bei 8° bis 10°.

In dieser Gruppe lassen sich noch drei Formen durch ihr Verhältnis zu anderen Formen kennzeichnen:

1. Am Fuß der Schutthänge oder Haldenhänge sind vielfach leicht konkave sehr flache Hangfußbereiche ausgebildet, deren Zugehörigkeit zum Hang selbst durch die durchgehende Schuttdecke erkennbar wird. Der Hangfuß kann bis über 100 m Länge erreichen und knicklos in eine fluviale Terrasse übergehen (Abb. 16, 17).

2. Gestreckte Flachhänge treten unabhängig von anderen Hangformen auf dem Tarso Idri weit verbreitet auf. Ihre Neigung beträgt im geraden Teil kaum über 10°. Nach oben gehen diese Hänge leicht konvex in einen Rücken über, an dessen anderer Seite meist ein Hang des gleichen Aussehens ausgebildet ist. Abwärts gehen diese Hänge über entweder mit konkavem Fuß in Muldentäler, mit leicht konvexem Bogen in Kerbtäler oder mit leicht konkavem Bogen in eine tiefere Fläche.

3. Die flachlagernden Basaltdecken des Tarso Idri und des nördlichen Tarso-Voon-Randes bilden stellenweise unabhängig von Tiefenlinien schwach geneigte Flächen, die den geraden Flachhängen des Tarso Idri gleichen (Abb. 28, 30). Weitgehend sind die alten Oberflächen, die ein sehr kuppiges Relief gehabt haben, durch die Verfrachtung von Schutt in die tieferen Bereiche ausgeglichen und dadurch in den Prozeß der Hangentwicklung mit einbezogen, so daß sie in die Gruppe der Flachhänge mit einbezogen werden können.

53 Das Alter der Hänge und ihre Beziehung zu den fluvialen Terrassen

Da die Haldenhänge im wesentlichen als Abtragungsformen älterer strukturgebundener steilerer Formen oder als rezent-unselbständige Hänge auftreten, ist ihre Datierung für eine klimamorphologische Ausdeutung nur im Zusammenhang mit den flacher geböschten Formen möglich. Die Terrassen stehen immer, soweit sich ein Zusammenhang erkennen läßt, über flachere Hänge mit den Haldenhängen in Beziehung. Die von der jederzeit wirkenden Abtragung durch die Schwerkraft nur mittelbar abhängigen Schutt- und Flachhänge sind also bessere Indikatoren für klimatisch gesteuerte Abtragungsvorgänge. Für sie läßt sich eine Korrelation mit den Terrassen herstellen. Die Hauptterrasse im Tarso Voon setzt sich zusammen aus einer Akkumulationsfläche und einer Denudationsfläche, wobei die Ausbildung der durch Zerschneidung fossilisierten Oberfläche in beiden Bereichen etwa gleichzeitig erfolgt sein muß. Im nördlichen Teil des Tarso gehen die Hänge mit langen flach-konkaven Hangschleppen über in die Abtragungsfußfläche (Abb. 16), ebenso verhalten sich die Hänge im westlichen Bereich des Tarso Voon zu der Aufschüttungsfläche der Hauptterrasse (Abb. 17). Im oberen Talbereich des Enneri Kochen geht eine Schrägfläche über in die Oberfläche der Hauptterrasse. Die Hauptterrasse ist in ein älteres Tal-Relief eingelagert und angelagert an einen Hang, der sich mit der Schrägfläche in einem scharfen Knick verschneidet (Fig. 8).

Das dargestellte Profil zeigt:

1. Die Flächenbildung gehört frühestens in die Endphase der Hauptterrassenablagerung, ebenso wie im Tarso Voon.

2. Der oberhalb folgende Hang ist etwa gleich alt mit der Flächenbildung. Er wird rezent überformt, wie aus dem Hangschutt zu entnehmen ist.

Überträgt man diesen Befund auf den Tarso Soborom, so sind die dort auftretenden Schrägflächen, die harte und weiche Gesteine (Ignimbrit und Basalt) kappen, den gleichen Bildungsbedingungen unterworfen gewesen und damit etwa gleich alt. Verbunden mit diesen Flächen sind die bergwärts folgenden Hänge, die stets einen flachen, konkaven Hangfuß aufweisen (Hangprofil 5), während im oberen Teil der Hänge alle Varianten von Hangprofilen auftreten können. Das Alter der mit den Terrassen in Verbindung stehenden Hänge läßt sich auf diese Weise recht gut bestimmen.

Eine weitere Hangphase läßt sich mit der Niederterrasse korrelieren. Exakt läßt sich diese Beziehung nur dort fassen, wo die Hänge in den Akkumulationen der Hauptterrasse ausgebildet sind. Dabei treten alle Hangformen von der Wand (z. B. Soborom Abb. 12) bis zum Flachhang (Tarso Voon Abb. 17) auf. Die Hänge sind von geringer vertikaler und horizontaler Erstreckung.

Problematisch bleibt die Einordnung der Hänge, die nicht direkt mit den Terrassen korrelierbar sind, wie es für die meisten Hänge des Tarso Idri gilt. Auch für andere Gebiete, die nicht genauer kartiert wurden, bleibt die Frage nach der Zeit der Hangformung offen. Erschwert wird die Beantwortung dieser Frage durch den komplizierten Bau der Schuttdecke.

6 DIE SCHUTTDECKE

61 Aufbau der Schuttdecke

Auf den hauptterrassenzeitlichen Hängen tritt überall dort, wo der Schutt nicht rasch bewegt werden kann, d. h. bei Hängen, die flacher sind als Halden, eine mehrgliedrige Schuttdecke auf. Aus der Verzahnung der hangenden Partien der Hauptterrassensedimente mit dem allerdings nur selten aufgeschlossenen Basishangschutt am unteren Hangende läßt sich eine dieser Terrassenphase zugehörige Hangschuttphase erschließen. In höheren Hangteilen kommt dieser Schutt nicht vor; er ist scherbig, kaum kantengerundet und seine Größe beträgt normalerweise höchstens 5—8 cm Kantenlänge; nur vereinzelt sind gröbere Teile eingelagert. In einigen Aufschlüssen (Fig. 6) läßt sich ein grobblockiger niederterrassenzeitlicher Hangschutt, verzahnt mit den Sedimenten der Niederterrasse, erkennen. Darüber liegt ein rezent bewegter Schutthorizont unterschiedlicher Mächtigkeit.

Andere Aufschlüsse zeigen eine dreiteilige Verwitterungsdecke über dem Anstehenden (Abb. 39, 40). Da sich diese beiden Aufschlüsse auf Hängen befinden, die keinen Anschluß an eine Terrasse haben, kann nur vermutet werden, daß es sich um die Abfolge Hauptterrassenschutt—Niederterrassenschutt—rezenter Schutt handelt. Um zu prüfen, ob der obere Teil der Schuttdecke, der vorwiegend aus scherbigem Schutt besteht, rezent bewegt oder gebildet wird, müssen die Kleinformen auf den Hängen und der allgemeine Aufbau der Schuttdecke genauer betrachtet werden.

611 Der allochthone Charakter der Schuttdecke

An vielen Orten, vor allem auf dem Tarso Idri, ist der Schutt mehrere Meter z. T. bis zu 20 m weit gewandert (Fig. 9; Abb. 28, 29). Die Neigungen der Hänge, auf denen flächenhaftes Schuttwandern beobachtet wurde, reichen bis zu 4° hinunter. Über einer bis zu einem Meter mächtigen Schicht von feinem Material liegt deckend ein Schuttmantel, bestehend aus groben Blöcken und feinem Scherbenschutt. Die hellen Flecke auf der Abb. 28 sind von Eseln benutzte „Sandsuhlen". Sie können als Indiz für rezentes Schuttwandern gewertet werden, da die gleichen Formen auch mit einer neuerlichen Schuttdecke versehen auftreten. Der Schutt ist im Bereich dieser Suhlen in beiden Fällen in einer Tiefe von etwa 20 cm als Decke aufzufinden. Im zweiten Falle liegt über der in dieser Tiefe liegenden Schuttschicht eine zweite oberflächliche.

Abb. 29 zeigt scharfkantigen Basalt-Blockschutt, der über plattigen Schutt der anstehenden Basaltvarietät hinweg wandert. Mit der Entfernung vom Ausgangspunkt nimmt die Schuttgröße ab, ohne daß sich der scharfkantige Charakter des Schuttes ändert.

Zur Beantwortung der Frage nach periglazialer Bodenversetzung muß einerseits die Art und Weise der Bewegung, andererseits die Zeit der Bewegung herangezogen werden. In allen Arbeiten, die sich mit den Schuttdecken der Wüstengebirge beschäftigen, wird die die Gesteinsoberflächen überziehende dunkelbraune bis schwarze Patina zur Altersdatierung herangezogen (HAGEDORN, H. 1965, 1969; HÖVERMANN, J. 1963, 1967; ROGNON, P. 1963, 1967 u. a.). Über die Altersdatierung hinaus kann die Betrachtung der Gesteinsoberflächen Hinweise auf den Bewegungsvorgang liefern.

Von weitem betrachtet weisen die Hänge der Hochregion eine hellbraune Farbe auf, die besonders auffällt, wenn man aus den tieferen Lagen des Tibesti unter 1800 m gekommen ist. In den tieferen und mittleren Bereichen haben alle nicht direkt von der fluvialen Zerschneidung angegriffenen Hänge eine dunkelbraune Farbe, die auf die Patina der einzelnen Steine zurückzuführen ist. HÖVERMANN (1967 S. 8) benutzt diesen Farbunterschied zur Diagnose einer rezenten periglazialen Höhenstufe. Auch ROGNON (1963 a S. 70) erkennt im Hoggar aus diesem Farbunterschied auf aktive Frostverwitterung.

Die nähere Betrachtung der einzelnen Steine zeigt die Ursache für diese hellbraune Farbe. Die in tieferen Lagen typische dunkelbraune bis schwarze Patina, die die frei liegende Oberfläche überzieht, ist auch hier ausgebildet. Es zeigen sich aber einige wesentliche Unterschiede:

1. Die Patina ist nicht überall auf den freiliegenden Oberflächen ausgebildet.

2. Sie ist gelegentlich auch auf der Unterseite der Steine zu finden.

3. Eine Lehmhaut wechselt mit der Patina ab, derart daß im Normalfall die verlehmte Seite im Boden liegt, wie es auch für die tieferen Lagen typisch ist.

4. Die Lehmhaut kann über der Patina liegen.

5. Die Patina kann über der Lehmhaut ausgebildet sein.

6. Weder Patina noch Lehmhaut sind ausgebildet. Der Stein ist scharfkantig gesprungen, die Sprungfläche ist kernfrisch und zeigt am Rande die beiden Verwitterungsbildungen. Auch solche Flächen können manchmal wieder durch Patinabildung angewittert sein.

Aus diesen Beobachtungen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Da die Patinierung nur an der freiliegenden Oberfläche erfolgt, müssen die unter 2. genannten Steine mindestens eine Drehung erlebt haben.

2. Aus 4. und 5. ergibt sich eine mehrfache Drehung der Schutteile.

3. Da alle Übergänge zwischen 4. und 5. vorhanden sind, kann auf einen über längere Zeiträume kontinuierlichen Vorgang geschlossen werden.

4. Aus 6. folgt, daß außer der nebeneinander ablaufenden Bildung einer Patina (über dem Boden) und einer Lehmhaut (im Boden) noch die Zertrümmerung als Verwitterungsvorgang wirksam ist.

Es ergibt sich eine rezente Bewegung und mechanische Verwitterung in den oberen Teilen der Schuttdecken. Für dieses Phänomen auf Hängen aller Neigungen — nur die Intensität, kenntlich an den helleren Farben, nimmt mit der Neigung zu — können Hinweise auf die Ursache aus der Gliederung der Oberfläche abgeleitet werden.

62 Der Kleinformenschatz der Oberfläche

621 Schuttzungen (Fig. 10)

Als Schuttzungen werden Sortierungsformen in der Schuttdecke der Haldenhänge bezeichnet, deren Breite geringer als ihre Länge ist (etwa 1 m zu 2—3 m). Sie sind durch eine relative Grobschuttanreicherung an der Stirn und den Seiten gekennzeichnet. Der Stirnschutt bildet meist einen kleinen Wall vor den dahinter liegenden Feinschuttzungen. Das Längsprofil ist leicht konkav. Die Zungen können sich auf dem Hang so anordnen, als ob Steinstreifen den Hang hinab ziehen. Von echten Steinstreifen unterscheiden sie sich durch die Lage der Steine — sie sind fast nie steil gestellt — und durch die regelmäßig auftretenden Stufen im Längsprofil. Zudem treten sie nur auf recht steilen Böschungen wie denen der Haldenhänge auf. Sie können auf Vorgänge der Spüldenudation zurückgehen, obwohl die Möglichkeit anderer Versatzprozesse nicht ausgeschlossen werden kann. Die Beweglichkeit des Schuttes ist sehr groß, bei leichtem Anstoß rutschen die Scherben hangab, kommen aber meist noch auf dem Hang hinter größeren Blöcken zur Ruhe.

622 Hangterrassetten

a) Schwemmterrassetten (Fig. 11)

In feinem Material bilden sich lange, schmale, quer oder schräg zum Hanggefälle verlaufende Girlanden mit weniger als 5 cm Stufenhöhe, die bis zu 5 m Länge erreichen. Die Breite bleibt über die ganze Länge konstant. Auch der Wechsel zwischen gröberem und feinerem Schutt ist regelhaft. Ein Band von etwa 25—30 cm Breite aus gröberem Schutt bildet die Stufe; auf der Girlandenfläche, deren Breite etwa 40—50 cm beträgt, liegt Feinschutt (ca. 1 cm lang) und Grus. Diese Werte gelten für Hangneigungen um 20°. Ähnliche aber größere Formen finden sich bei etwa gleichbleibendem Verhältnis Länge/Breite der Girlandenfläche Breite der Stufe/Höhe der Stufe auf Flächen um 3° Neigung bei der gleichen Schuttgrößenordnung im Tarso Voon auf den fluvialen Terrassen.

Da in den Tiefenlinien der flachen Mulden das feine Material fluvial umgelagert wird, müssen Schwemmvorgänge als Ursache für diese Sortierung angenommen werden. Material, dessen Kantenlänge über 5 cm hinausgeht, ist in die Sortierung nicht mit einbezogen. In den Mulden werden die größeren Blöcke überschüttet. D. GAVRILOVIC (mündl. Mitt. Januar 1969) hat die gleichen Formen auf flachen Hängen am Tarso Yega und auf Sandflächen bei Bardai nach einer Schichtflut beobachten können.

b) Dedunationsterrassetten (Fig. 12)

Es gilt, mehrere Formen zu unterscheiden, für die eine Analyse des Profils Aufschluß über die zugrundeliegenden Prozesse gibt. Der Grundriß ist bei allen Formen ähnlich. Eine halbkreis- bis halbellipsenförmige Stufenfläche ist von einer Stufe aus grobem Schutt (Kantenlänge bis 20 cm) umgeben. Die Stufenhöhe ist abhängig von der Blockgröße. Auf der Fläche liegt vor allem Feinmaterial (kleine Scherben unter 5 cm Länge), auch einzelne Blöcke und größere Scherben kommen vor. Von der Stufe nach hinten zeigt sich eine Korngrößenabfolge von grob zu fein. Im Profil lassen sich 4 verschiedene Formen erkennen.

1. Terrassetten in Anlehnung an harte Bänke oder Schichten im Anstehenden; in Terrassen treten Schotterbänke an die Stelle der harten Schichten (Fig. 12 a). Bei Abspülung bleiben die groben Komponenten auf dem Hang fast in ursprünglicher Lage, das feine Material wird ausgespült.

2. Stauterrassetten (Fig. 12 b)

Hinter groben, im Schutt sitzenden Blöcken staut sich feines Material. Zwischen den Blöcken wird ausgespült. Die Sortierung des Materials in zwei Fraktionen ist dabei sehr deutlich. Die Blockfraktion von ca. 25 cm Durchmesser liegt an den Stufen. Im Feinerdefeld liegt nur Material der Korngrößen unter 1,5 cm. Die Blöcke werden durch Absplitterung von Scherben verkleinert.

3. Diese Form ist ähnlich der vorigen, nur wandert der feine Schutt von oberhalb auf die Blöcke an der Stufe. Die Ausspülung ist von geringerer Intensität (Fig. 12 c).

4. Solifluktionsterrassetten (Fig. 12 d)

An der Stufe zeigt sich ein deutliches Wälzen des Schuttes. Dabei werden ehemals stufenbildende Steine überfahren. Das Profil gleicht dem von Solifluktionsterrassetten. Die Materialsortierung ist nicht in zwei deutlich getrennte Fraktionen erfolgt. Für Spülvorgänge fehlt daher der Nachweis. Grober und feiner Schutt sind gleichermaßen kräftiger Bewegung unterworfen.

Bei allen Terrassetten ist zu prüfen, ob sie als Bewegungsformen der Schuttdecke selbst anzusehen sind oder ob sie auf flächenhafte Transportvorgänge in der Schuttdecke durch fließendes Wasser zurückzuführen sind. Es muß untersucht werden, ob es sich um Aufbau-, Transport- oder Zerstörungsformen handelt. Aus den unterschiedlichen Terrassettenformen ergibt sich generell ein auf dem ganzen Hang flächenhaft verbreiteter Materialversatz, der bei den Formen der Denudations- und Stauterrassetten vorwiegend feinere Partikel bewegt. Als Abspülungs-Reste bleiben die groben Blöcke weitgehend ortsfest. Die Formen können also als Ergebnisse von Vorgängen gedeutet werden, die die Schuttdecke zerstören. Das abfließende Oberflächenwasser ist in der Lage, feinen Schutt zu bewegen, die großen Blöcke bleiben liegen. Untersucht man die Steine an den Stufen dieser Terrassettenformen, so findet man einerseits Kernsprünge mit frischen Sprungflächen, andererseits eine unregelmäßige Verteilung der Patina auf den Steinen, wie sie schon unter 611 beschrieben wurde. Das deutet auf Verwitterungs- und Transportprozesse hin, die nicht auf die Wirkung fließenden Wassers allein zurückzuführen sind.

Zur Bildung der Form 4 sind solifluidale Bodenversetzungsprozesse notwendig. Die Terrassetten ähneln den Formen der gebundenen Solifluktion. Hemmend auf den Bewegungsprozeß wirken die Blöcke: Durch das Nachrücken feineren Schuttes werden die groben Bestandteile überfahren und zugedeckt; sie geraten damit unter die Untergrenze der Eindringtiefe des Frostes, d. h. unter die Arbeitsgrenze der rezenten Solifluktion, wie weiter unten noch erläutert wird.

623 Ringförmige Strukturen in der Schuttdecke

Zur Aufhellung der Ursachen der Verwitterung und Bewegung des Schuttes können noch weitere Beobachtungen herangezogen werden. Beispiele für ringförmige Sortierungen sind die Abbildungen 32, 33 und 35, 36.
Drei Formen können unterschieden werden:

a) Strukturen in der oberen Schuttschicht mit bis zu 50 cm Durchmesser

b) Strukturen in der oberen Schuttschicht mit bis zu 10 cm Durchmesser

c) schwebende Ringe in oder auf der Schuttdecke.

Zu a): In diesen Formen reicht die Sortierung bis zu einer Tiefe von 15 cm. Am Rande angereichert sind vorwiegend Steine von Faust- bis Doppelfaustgröße, die zum Teil senkrecht im Boden stecken. Das Feinmaterial ist in eine flache Schüssel aus grobem Schutt eingebettet (Fig. 13). Im Feinschuttbeet dieser Formen können

kleinere Ringe ausgebildet sein. Treten im Feinschuttbeet noch größere Schuttstücke auf, so weisen diese mit ihrer Längsachse in die Richtung auf den oberen Rand des Grobschuttringes.

Zu b): Die kleineren Formen sind bis zu einer Tiefe von 4—5 cm sortiert. In ihnen liegen die kleinsten Scherben (kleiner als 1 cm) im Zentrum, nach außen nimmt die Größe zu bis auf maximal 10 cm bei schlanken Steinen. Größere Blöcke sind nicht in den Sortierungsprozeß einbezogen. In sehr scharfkantig verwitterndem Ignimbrit (Abb. 35) tritt eine sehr weitgehende Sortierung auf, bei der das Zentrum der Strukturen fast steinfrei ist. Die eckigen Scherben sind vielfach steil gestellt. Beide Formen haben etwa den gleichen Querschnitt (Fig. 13).

Zu c): Für die schwebenden Ringe können keine so einheitlichen Größen angegeben werden. Sie können entweder nur auf der Oberfläche liegen oder sie sind um Steingröße in den Boden versenkt. Der Schutthorizont geht nicht in die Ringe über. Diese Strukturen gleichen den aus den Tropen bekannten schwebenden Strukturböden.

63 Deutung der Kleinformen auf den Hängen

Die hier beschriebenen Terrassetten und Strukturböden lassen sich vergleichen mit Formen, die aus dem Hoggar beschrieben wurden (BÜDEL, J. 1955; BECKER, C. 1965; HOFFMANN, C. 1965). Für die Erscheinungen, die BECKER bzw. HOFFMANN in 1500 m Höhe beobachtet haben, läßt sich nicht entscheiden, ob es sich um zonale, azonale oder extrazonale Formen im Sinne TROLLs handelt, da immer nur von Einzelvorkommen berichtet wird. HOFFMANN hält die Formen für rezent und nicht extrazonal. Auch den Einwand, daß es sich um Salzwirkung handele, weist er aufgrund des Ausgangsmaterials zurück.

Die grundsätzliche Frage, ob den Froststrukturen ähnliche Formen durch Salzdruck entstehen können, ist jedoch ungeklärt. Eine Entscheidung scheint nur durch umfangreiche Laboruntersuchungen möglich.

Vergleicht man die in unmittelbarer Gesellschaft mit auskristallisierten Salzen auftretenden Formen (z. B. ALIMEN, H. 1953; MECKELEIN, W. 1959) mit den hier beschriebenen, so fällt zunächst ein Unterschied der Materialsortierung auf. Im Tibesti sind nicht nur die an der Oberfläche liegenden Steine in Mustern angeordnet, sondern die Sortierung setzt sich in der Tiefe fort. Riß- oder Spaltennetze, wie sie MECKELEIN von der Serir Tibesti beschrieb, treten nur ganz selten und untergeordnet auf: das tonige Material in den Feinerdebeeten ist durch winzige Risse gekennzeichnet. Gegen die Annahme vom Salzdruck spricht, daß die Häufigkeit und Vollkommenheit der Strukturen im Tibesti mit der Meereshöhe zunimmt, während das Salz zu den tieferen Bereichen hin häufiger wird.

Die Beobachtungen von ROGNON (1963 a S. 69 ff. und 1963 b S. 24, Fig. 3) im Hoggar zeigen die rezent aktive Frostwirkung in Höhen über 2000 m. BÜDEL (1955) erkannte für diese Höhen den Übergang von der „Trockenschuttzone zur Frostschuttzone". Zur weiteren Diskussion der Frage nach den Ursachen der Schuttsortierung können klimatische Beobachtungen mit herangezogen werden.

7 KLIMAVERHÄLTNISSE IN HÖHEN ÜBER 2000 m IM TIBESTI

71 Temperatur der Luft und der Bodenoberfläche

Um Aufschluß über die Häufigkeit der Frostwechsel und die Intensität der Fröste in diesen Gebieten zu erhalten, wurden während zweier Zeiträume im Winter 1965 vom 31. 10. bis 12. 11. und 5. 12. bis 21. 12. längere Meßreihen aufgenommen. Diese Reihen wurden mit den Messungen der Station Bardai verglichen, um wenigstens eine hypothetische Aussage über längere Zeiträume machen zu können. Grundlage war dabei die Messung der Temperaturen in Bodennähe und im Boden, da die Meßwerte aus 2 m Höhe in der „englischen Hütte" nur eine Aussage über Temperaturen in Bodennähe zulassen, wenn der Korrelationsfaktor hinreichend genau bekannt ist. Um die generelle Temperaturdifferenz zwischen der Meßstation Bardai (1020 m) und den Höhen um 2000—2500 m zu erhalten, wurden die Meßstreifen der Registrierstation am Trou au Natron (2500 m) und die auf Reisen im Gebiet des Tarso Voon gemachten Messungen mit den Werten von Bardai verglichen (s. Tabelle und die Kurven 1 und 2).

Die Meßstreifen vom Trou au Natron zeigen deutlich eine durch den Aufstellungsort der Hütte bedingte Schwäche bei der Registrierung nächtlicher Minima. Die Hütte steht auf einem kleinen Hügel oberhalb einer weiten Hochfläche; da die infolge der nächtlichen Abkühlung durch Ausstrahlung kalte und damit schwere Luft rasch zur Tiefe hin abfließt, werden auf den Meßstreifen nicht die für die Hochfläche charakteristischen Minima aufgezeichnet. So erklärt sich die geringe Abweichung der nächtlichen Tiefstwerte von den in Bardai gemessenen. Der rasche nachmittägliche Temperaturabfall hört gegen 20.00 Uhr abrupt auf. Das Minimum ist bereits zu diesem Zeitpunkt — anders als in Bardai — fast erreicht. Die ganze Nacht bleibt es dann etwa gleich kalt. Die geringe Amplitude der Höhe scheint vor allem auf Kosten der Minima erreicht.

Hier dürfte eine Korrektur anzubringen sein. Für die Frage des Bodenfrostes können aus diesen Aufzeichnungen keine stichhaltigen Aussagen gewonnen werden. Nur die Differenz der Tagesmitteltemperaturen kann in gewissen Grenzen richtig mit etwa 6 ° C angegeben werden. Die gleiche Differenz weisen fast konstant über die gesamten Meßreihen die Messungen in 20 cm Bodentiefe aus Bardai und dem Tarso Voon bzw. dem Tarso Idri auf (Kurven 3, 4). Da die tägliche Amplitude am Boden wie 2 m über dem Boden mit der Meßhöhe abnimmt, wurden Vergleiche vor allem der Bodenminima und der Temperaturgänge in der Nähe der Bodenoberfläche im Boden (2 cm Tiefe) durchgeführt (Tabelle; Kurven 3, 4, 5, 6). Es zeigen sich für Bardai und für die Höhengebiete um

2000 m im Prinzip die asymmetrischen Tagesgänge, wie sie für ein intensives Strahlungsklima bekannt sind (GEIGER, R. 1961; OLIVER, J. 1966). Die Schwankung in Bardai ist größer (noch im Januar 1966: 39 ° C) als die in den Höhengebieten; auf dem Tarso Idri wurden im November 1965 32 ° C gemessen. In 2 cm Bodentiefe kamen hier bereits Anfang November 1965 Temperaturwerte nahe 0 ° C vor.

Am 7. 11. wurden in Bardai um 14.00 Uhr 44,5 ° C gemessen, auf dem Tarso Idri an dem selben wolkenlosen Tag 34,2 ° C. Die geringere Amplitude der Bodentemperatur geht also mindestens zum Teil auf die Abschwächung der mittäglichen Spitze zurück. Ein Vergleich der Thermometer aus Bardai und der Reisethermometer (Kurve 7) zeigt, daß die im Gelände gemessenen Werte eher zu hoch als zu niedrig sind. In 2 cm Tiefe tritt ein konstanter Fehler von etwa 2 ° C auf, in 20 cm Tiefe zeigt das Reisethermometer eine etwas geringere Schwankung im Tagesverlauf, die möglicherweise auf eine etwas größere Einsatztiefe hindeutet, da die Tagesschwankung generell mit der Zunahme der Meßtiefe geringer wird. Auch dieser Fehler ist für den gesamten Meßbereich systematisch. Die nächtlichen Oberflächen-nahen Minima in einer Höhe von 2000 m können als um 4 ° C niedriger als in Bardai angenommen werden. Unter dieser Prämisse ergeben sich aus den Temperaturmessungen in Bardai, die bis jetzt für die Winter von 1965/66 bis 1967/68 vorliegen, folgende Zahlen für die Frostwechsel an der Bodenoberfläche im Untersuchungsgebiet:

Winter 1965/66 120 Tage
Winter 1966/67 100 Tage (mit sehr tiefen Januarwerten)
Winter 1967/68 90 Tage

Die Zahlen sind mit den Werten vergleichbar, die J. DUBIEF für den Asekrem (Hoggar 2700 m) mitteilt (1959 T. I S. 66 ff.). Er gibt für die Winter:

1955/56 114 Tage
1956/57 90 Tage (ohne November und Dezember)
1957/58 94 Tage
an.

Die Frostwechsel dürften ausreichend häufig für intensive Frostverwitterung sein.

72 Feuchtigkeit

Immer wieder wird betont, daß zur Frostverwitterung notwendig eine Mindestmenge an Feuchtigkeit vorhanden sein muß. Uber die untere Grenze der notwendigen Menge liegen meines Wissens bisher keine Angaben vor. Nachdem aber J. P. BAKKER festgestellt hat, daß bereits bei 60 % relativer Feuchte der Luft das Gestein Feuchtigkeit aufnehmen kann (mündl. Mitt. von Prof. HÖVERMANN), wird man Laboruntersuchungen anstellen müssen, um zu prüfen, bei welchen Gesteinsfeuchten noch Sprengwirkung des Eises auftreten kann.

Untersuchungen über die Entstehung der Strukturböden haben sich vor allem mit wassergesättigten Böden befaßt (genannt seien nur die Untersuchungen von SCHENK, E. 1955 a und b; SCHMID, J. 1955; CORTE, A. E. 1966). Die untere Grenze der nötigen Feuchtigkeitsmenge im Boden ist nicht bestimmt worden. CORTE stellt nur fest, daß mit abnehmendem Bodenwasser auch die Sortierung geringer wird (1966 S. 237).

ROGNON (1963 a S. 70) nimmt starke Frosteinflüsse nach kräftigen, aber seltenen Niederschlägen an, von denen sowohl aus dem Hoggar als auch aus dem Tibesti berichtet wird. Er sieht in der Patina auf den Steinen ein wesentliches Hindernis für die Frostsprengung, da sie das Eindringen des Wassers verhindere. Infolgedessen könnte bei geringen Niederschlägen kaum eine Wirkung beobachtet werden. Bei der ungleichmäßigen Verteilung der Patina auf der Gesteinsoberfläche (s. unter 61) infolge der Beweglichkeit des Schuttes auf allen Hängen kann im Bereich des Tarso Voon eine derartige Behinderung der Frostsprengung nicht sehr stark sein, da nicht die ganze freiliegende Gesteinsfläche mit einer Patina bedeckt ist.

Angaben über winterliche Niederschläge im Tibesti sind sehr spärlich. In dem großen Werk von J. DUBIEF (1959) können nur einige zum Teil nicht ganz sichere Angaben gefunden werden.

Niederschlagsmessungen aus dem Tibesti sind für einen kurzen Zeitraum in Zouar, am Westfuß des Tibesti in 700 m Höhe gelegen, durchgeführt worden. Der gesamte übrige Bereich ist nicht erfaßt. Winterniederschläge geringer Menge und Häufigkeit sind bei DUBIEF verzeichnet (1959 T. II S. 145, 226). Die Karte Nr. 80 (1959 T. II S. 230 f.) zeigt, daß in der Zeit von 1926—1950 in jedem 4. Januar Niederschlag über 0,1 mm gefallen ist. Aus der Umgebung des Trou au Natron wird Schneefall im Winter 1959/60 berichtet (DUBIEF, J. 1959 T. II S. 251). Auch RODIER (1960 S. 11 zit. nach J. DUBIEF) berichtet vom schneebedeckten Toussidé. Die Berichte französischer Militärs erwähnen landregenähnliche Niederschläge im Gebiet des Tarso Voon, die mehrere Tage angedauert haben sollen.

Unter diesen Umständen dürfen eigene Beobachtungen angeführt werden. Am 7. 11. 1965 waren um 6.00 Uhr morgens alle größeren Steine der Schuttdecke des Tarso Idri (2100 m) von Reif bedeckt, bei einer Lufttemperatur (Schleuderthermometer) von 1 ° C. Auch das fast allnächtliche Ausfrieren einer Wasserschicht von 1—2 cm in einer Wasserschale zeigt die Wirkungsmöglichkeit selbst schwacher Fröste bei genügend Wasser. Abbildung 37 zeigt nächtens entstandenes Eis bei einer Lufttemperatur von +2,9 ° C um 6.00 Uhr am 8. 11. 1965.

Durch Zufall konnte am 7. 11. 1965 eine Beobachtung gemacht werden, die einen Hinweis auf die Frostwirkungsmöglichkeiten bei Vorhandensein von Wasser gibt. Am Abend des 6. 11. 1965 wurde ein kleiner Rest verunreinigten Wassers vor dem Zelt auf den Boden geschüttet. Am anderen Morgen war der Boden an dieser Stelle bis zur Eindringtiefe des Wassers von etwa 2 cm durchgefroren, obwohl die gemessene Temperatur in 2 cm Bodentiefe noch +0,6 ° betrug. Die Verdunstungskälte bei Vorhandensein von Wasser muß mit berücksichtigt werden. Es läßt sich dafür jedoch bisher kein genauer Wert angeben.

Da Winterniederschläge mit großer Kälte einhergehen (DUBIEF, J. 1959 T. II S. 240 für das Hoggar-Gebirge), kann angenommen werden, daß sich in Zeiten mit Niederschlägen die Wirkungen des Frostes verstärken. Für das Tibesti gibt der Temperaturstreifen vom 5.—7. 2. 66 der Station am Trou au Natron einen entsprechenden Hinweis. Eine dichte Wolkendecke lag 24 Stunden über dem Tibesti, im Anschluß daran bildete sich starker Morgendunst, obwohl die Wolkendecke bereits am vorhergegangenen Nachmittag sich aufgelöst hatte. Die Temperaturen sanken am Trou au Natron mit der Dauer der Wolkendecke. Das Tagesmaximum wurde stark gedrückt, nachts sank die Temperatur weit unter das normale Minimum.

Es ergibt sich also:

1. Winterniederschläge kommen vor.
2. Mit ihnen gekoppelt tritt verstärkte Frostwirkung ein.

8 ZUR FRAGE EINER REZENTEN PERIGLAZIALEN HÖHENSTUFE

Die klimatischen Voraussetzungen für Frostverwitterung und -bewegung sind in dem untersuchten Bereich gegeben. Rezente Zertrümmerung und Umlagerung des Schuttes sind durch Kernsprünge, gedrehte Steine, Strukturen und Terrassetten nachgewiesen. Es erhebt sich die Frage, ob die vorher angelegten Oberflächenformen eine besondere Gunstlage für die Ausbildung dieser Kleinformen ergeben. Aus der Entwicklung der Schuttdecke lassen sich darüber einige Aussagen machen. Dazu muß das Alter der Hänge und die Gliederung der Schuttdecke einer weiteren Betrachtung unterzogen werden.

81 Das Alter der schuttbedeckten Hänge

Ihr Alter konnte bereits unter 53 bestimmt werden. Die Anlage der meisten Hänge erfolgte bereits in der Spätphase der Hauptterrassenakkumulation in Verbindung mit einer Flächenbildung. Danach verläuft die Formung mit generell gleicher Tendenz weiter, unterbrochen durch kleinere Einschneidungsphasen, die aber nur in unmittelbarer Nähe der Gewässerlinien zu einer neuen Hangbildung geführt haben.

Eine Zeit intensiver Hangschuttbewegung fällt zusammen mit der Ablagerung der Niederterrasse, wobei der grobe Schutt weitgehend unzertrümmert in den fluvialen Abtransport übernommen wurde (Fig. 6; Aufschluß 5). Auf den flacheren Hängen zeigt sich eine andere Abfolge.

82 Alter der Schuttdecken

Die basalen Teile des Hangschuttes verzahnen sich mit den obersten Lagen der Hauptterrasse. Die höheren Teile der Schuttdecke sind jünger als diese. Die Hangschuttproduktion kann bis zu den rezenten Hängen nachgewiesen werden. Ein einheitlicher Schutthorizont zieht sich an einer Stelle mindestens von der Hauptterrasse über die Niederterrasse bis in das rezente Tal hinein (Abb. 17). Am Fuß dieses Hanges geht der Schutt über in die Talsohle. Die Schuttdecke auf den flachen Hängen, deren Zuordnung zu einer Terrassenphase nicht gelungen ist, kann in verschiedene Horizonte untergliedert werden.

821 Bodenbildungen

Als unterster Horizont über dem Anstehenden tritt in vielen Profilen ein Boden auf. Darüber folgt eine ein- oder zweigliedrige Schuttdecke. Das Alter solcher Bodenreste kann nur sehr ungenau bestimmt werden. Der Vergleich dreier Aufschlüsse kann dabei behilflich sein.

a) Abb. 38 A 6. Der Aufschluß liegt in einem Hangschutt auf einem flachen Hang, der zur Hauptterrasse gehört. An der Basis liegt heller, scherbiger, schwach in Lagen gegliederter Schutt. Das Schutt-Skelett ist gebunden durch eine hellbraune, sandige Matrix, einige Scherben sind kräftig bräunlich angewittert. Die Schuttlage ist wenigstens 40 cm mächtig. Das Anstehende ist nicht aufgeschlossen. Darüber folgt eine schwarze Eisen-Mangan-Kruste (Kante bei etwa 35 cm des Zollstocks). Die Kruste ist nach unten scharf abgesetzt, nach oben geht sie allmählich über in einen fest gepackten rötlich-braun verwitterten Schutt, in dem einzelne Flecken einer Eisen-Mangan-Anreicherung zu erkennen sind. Einzelne Bänder einheitlich sortierten Materials laufen horizontal durch die Schuttmasse hindurch. Die obersten 5 cm sind wieder leicht verkrustet. Auf der Hangfläche selbst liegt gröberer Schutt, der rezent verlagert wird. Auch die obere Kruste wird dabei mit angegriffen.

Ein ähnliches Profil ist im Sediment der Hauptterrasse am Enneri Alahi ausgebildet. Darüber lagern Schotter der Niederterrasse. Das Alter dieser Bodenbildungen kann somit vor die Ablagerung der Niederterrasse gesetzt werden. Es muß folglich in die Einschneidungsphase nach Aufschüttung der Hauptterrasse fallen. Die Bildungen zeigen eine feuchtere Phase mit relativ ruhig liegendem Hangschutt an.

b) Abb. 39 A 7. Ein brauner sehr kompakter Boden mit einzelnen kleinen Gesteinsfragmenten liegt unter einer Schuttschicht, deren untere 10 cm aus leicht gerundeten schwach verbackenen Scherben besteht. Darüber folgt ein Horizont gröberen Schuttes mit scharfen Kanten; kleine Scherben liegen zwischen den Schutteilen. Die obersten Partien des Bodens unter der Schuttdecke scheinen von Schwemmprozessen beeinflußt worden zu sein. Kleine Steinchen sind mit dem Boden vermischt. Nach unten wird dieser reiner.

c) Abb. 40 A 8 zeigt einen ähnlichen Boden geringerer Mächtigkeit, der zum Teil stark mit Schutt durchsetzt ist. Der Boden geht in den tieferen Teilen über in einen vergrusten Basalt. Der Hangschutt der oberen Partien muß etwa 200 m weit gewandert sein. In den oberen 5 cm werden die Steine bewegt und durch mechanische Verwitterung zerkleinert. Die intensive Durchdringung von Scherbenschutt, Bodenmaterial und Basaltgrus deutet auf eine lebhafte Hangschuttbewegung hin, die nach

der Ausbildung des Bodens vor sich gegangen sein muß. Diese Phase dürfte vor den Ablagerungen der Niederterrasse liegen.

d) Abb. 41 A 9 zeigt einen Boden auf einer Terrasse, deren Alter nicht bestimmt werden konnte, im rezenten Hangfußbereich. Ungegliederter scherbiger Hangschutt von etwa 20 cm Mächtigkeit überlagert den Boden und sammelt sich hier an. Der Boden ist dunkelbraun bis schwarz. An der Basis tauchen helle Schotter, feine Kiese und Sande auf, die nach oben in den Boden hinein ausdünnen.

Weithin auf den flachen Basalthängen liegen unter der Schuttdecke die unter b) und c) beschriebenen Böden.

83 Deutung

Ohne eine exakte, bislang noch fehlende, Bestimmung der Böden der letzten drei Aufschlüsse kann eine genaue zeitliche und klimatische Ausdeutung nicht mit Sicherheit vorgenommen werden. Ähnliche Bildungen auf dem Tarso Ourari (Nord-Tibesti) wurden von P. ROGNON (1967 S. 195) mit den braunen Böden des Hoggar verglichen. Für die Bildung der braunen Böden ist nach ROGNON (1967 S. 200) anzunehmen, daß sie unter den Bedingungen eines semi-ariden mediterranen Klimas abläuft. Durch geringe Veränderungen dieses Klimas konnte einmal die Feuchtigkeit zum andern die Kälte begünstigt werden. Der Übergang vom einen Typ mit höherer Feuchtigkeit und Bodenbildung zum winterkalten Typ vollzog sich nahezu lückenlos (ROGNON, P. 1967 S. 536). Dadurch konnten Bodenbildung und frostbedingte Verwitterung und Umlagerung relativ rasch wechselnd oder aufeinander folgend wirksam werden.

Für die hier mitgeteilten Befunde ergibt sich nach dem augenblicklichen Stand der Forschung eine klimatische Abfolge, von der Hauptterrassenakkumulation bis heute, die etwa mit der von ROGNON (1967 S. 530) angegebenen übereinstimmt.

Die Akkumulation der Hauptterrasse entspräche der Ablagerung der „Terrasse graveleuse". In die Endphase fällt eine Zeit der Flächenbildung (s. Fig. 8), verbunden mit einer Hangschuttphase. Auf den Hängen liegt scherbiger Hangschutt, in den fluvialen Akkumulationen treten vorwiegend feine Schotter, Kiese und Sande auf. Für diese Zeit kann in Anlehnung an ROGNON (1967) ein mediterranes Klima mit kalten Wintern angenommen werden. Mit der Zunahme der Feuchtigkeit kommt es zur Einschneidung und zur Bodenbildung auf flachen Hängen und Terrassen („Troisième Pluvial humide" ROGNON, P. 1967). Der über dem Boden liegende scherbige Hangschutt, der zum Teil mit ihm vermengt ist, kennzeichnet eine kältere Klimaphase mit Frostverwitterung („Troisième Pluvial froid" ROGNON, P. 1967).

Die Akkumulation der Niederterrassenschotter zeigt einen anderen Klimatyp an. Grobe Schotter und grober Hangschutt unterliegen kaum mechanischer Verwitterung, werden aber im Flußbett transportiert. Starkregen eines tropisch-monsunalen Klimatyps können Ursache dieser Akkumulation sein („Réchauffement [Néolithique] bei ROGNON 1967). Die Einschneidung nach der Akkumulation der Niederterrassenschotter geht mindestens mancherorts bis heute weiter. Rezente Akkumulation kann generell nicht nachgewiesen werden.

Zur Frage einer rezenten periglazialen Höhenstufe kann ausgesagt werden: Da die Böden unter der Schuttdecke weithin auf den flachen Basalthängen und selbst in den Dellen bei geringem Gefälle erhalten sind, muß für die Formengenese angenommen werden, daß das heutige Relief die eigentliche Prägung bis zur Endphase der Hauptterrassenablagerung bereits erhalten hatte, wobei periglaziale Vorgänge maßgeblich beteiligt waren. Jüngere Überformung brachte vor allem auf den flachen Hängen nur noch geringe Veränderungen mit der Bildung einer maximalen 30 cm mächtigen Schuttdecke, die den früher gebildeten Boden überwandert hat. Frostsprengung und frostbedingte Bewegung finden in den Höhen über 2000 m statt. Auf flachen Böschungen und in dem vorliegenden Schuttmantel kann die fluviale Zerschneidung die periglazialen Prozesse nicht übertönen. Wo eine dieser beiden Voraussetzungen nicht gegeben ist, setzt fluviale Zerschneidung ein. Die Intensität der frostbedingten Vorgänge reicht aus, auf den Hängen einen periglazialen Formenschatz zu erhalten und zu regenerieren.

Durch die Verzahnung intensiv fluvial bearbeiteter Formen (vorwiegend beschränkt auf die Tiefenlinien) mit den auf Hänge und Flächen beschränkten frostbedingten Formen ergibt sich ein eigener Relieftyp, der mit H. HAGEDORN als „periglazial-fluviales Relief" bezeichnet werden kann (HAGEDORN, H. 1966 S. 55; 1969 S. 405).

Vergleich von Temperaturmessungen in Bardai (1020 m) und in den Höhenbereichen über 2000 m

Tag	Lufttemperaturen				Bodentemperaturen				Minima	
	Bardai		Trou	Soborom	Bardai		Tarso Voon		Bardai	Soborom
	1	2	au Natron	Tarso Voon	2 cm	20 cm	2 cm	20 cm		Tarso Voon
8.	15,0	16,0	8,0	6,5	14,7	22,4			—0,5	—0,5
9.	15,5	16,0	8,0	5,0	14,7	22,4			1,8	—2,0
10.	14,0	15,5	7,5	5,1	14,0	22,5			1,8	—3,6
11.	11,0	12,5	6,5	4,7	11,5	22,3			—2,0	—3,9
12.	11,5	12,5	6,5	4,8	12,1	21,5			—0,1	—0,2
13.	10,5	12,5	6,0	3,5	11,6	21,3			—3,2	—8,9
14.	11,5	13,0	6,0	5,5	12,1	20,9	0,2	14,0	—3,3	—7,3
15.	12,0	13,5	5,0	5,8	12,4	20,7	1,2	14,2	—1,7	—6,3
16.	13,0	13,0	5,5	5,6	12,4	21,0	1,0	14,2	0,6	—6,1
17.	12,5	14,0	4,0	7,1	12,2	21,1	3,0	14,2	—0,5	—6,5
18.	14,0	14,0	6,0	6,0	12,2	21,2	2,0	14,4	2,2	—1,5
19.	12,0	12,5	9,0	7,4	10,6	21,2	4,0	14,8	2,3	0,1
20.	14,5	15,0	9,5	8,0	13,1	20,9	4,4	15,0	—1,4	—3,2

Bardai 1: Thermograph Fa. Bosch 7-Tage-Umlauf (1020 m)

Bardai 2: Thermograph Fa. Lambrecht 14-Tage-Umlauf

Trou au Natron: Thermograph Fa. Lambrecht 14-Tage-Umlauf (2500m)

Tarso Voon (2100 m) und Soborom (2400 m) Schleuderthermometer

Meßzeiten bei Luft- und Bodentemperaturen 21.00 MEZ, Minima um 7.00 Uhr abgelesen in 5 cm Höhe über dem Boden.

Zeitraum: 8. 12. bis 20. 12. 1965

Bei den Minima sind die Werte der auf den Tag folgenden Nacht eingetragen: d. h. Nacht vom 8. zum 9. steht in der Zeile vom 8.

Die waagerechten Striche zeigen den Ortswechsel von Soborom zum Tarso Voon.

LITERATURVERZEICHNIS

ABDUL-SALAM, A. (1966): Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. Berl. Geogr. Abb. H. 3.

AHNERT, F. (1964): Quantitative Models of Slope Development as a Function of Waste Cover Thickness. 20th Intern. Geogr. Congr. London Commission on Slope Evolution. In: Abstracts of Papers, S. 118.

AHNERT, F. (1966): The Role of the Equilibrium Concept in the Interpretation of Landforms of fluvial Erosion and Deposition. In: Evolution des Versants. Cartographie geomorphologique Dynamique Fluviale. Symp. Intern. Géomorph. Vol. I. Liège — Louvain.

ALIMEN, H. (1953): Polygones de Cailloux sur les Sols Désertiques. Coll. Intern. du CNRS Alger 1951 XXXV, S. 211—217.

ALIMEN, H. (1958): Premiers Résultats de l'Etude Morphologique de Cailloutis Sahariens. Rev. Geomorph. Dyn. Nr. 11-12, S. 161-173.

AVENARD, J. M. (1962): La Solifluxion ou quelques Méthodes de Mécanique des Sols appliquées au Problème Géomorphologique des Versants. Trav. Lab. Géogr.-Phys. du Centre de Géogr. appl. de l'Université de Straßbourg. Vol. I Paris.

AWAD, H. (1950): La Montagne du Sinai Central, Etude Morphologique. Publ. de la Société Royale de Géographie d'Egypte, Kaito.

AWAD, H. (1955): Un Problème de Morphologie Aride: Les Pédiments. Bull. de la Société de Géographie d'Egypte T. XXVIII, S. 1—19.

AWAD, H. (1963): Some Aspects of the Geomorphology of Marocco relatet to the Quaternary Climate. The Geogr. Journ. 129, 2, S. 129—139.

BÄR, O. und LEHMANN, A. (1963): Klimamorphologische Untersuchungen in Marokko. Vieteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. in Zürich, Jg. 108, S. 295—357.

BAULIG, H. (1950): Essais de Géomorphologie. Paris.

BAULIG, H. (1952): Le Profil des Versants au Climat subaride d'après T. J. D. Fair. Ann. de Géogr. LXI, S. 46—49.

BECKER, C. (1965): Uber Strukturböden im Hoggar-Massiv. Zeitschr. für Geomorph. NF 9, S. 457.

BIROT, P. (1949): Essais sur quelques Problèmes de Morphologie Générale. Lisbonne.

BIROT, P. (1950): Sur le Problème de l'Origine des Pédiments. Com. Congr. Intern. Lisbonne. Section de Géogr.-Phys., S. 1—17.

BIROT, P. (1955): Les Méthodes de la Morphologie. Paris.

BIROT, P. (1960): Le Cycle d'Erosion sous les Différents Climats. Univ. do Brasil, Rio de Janeiro.

BIROT, P., CAPOT-REY, R., DRESCH, J. (955): Recherches Morphologiques dans le Sahara Central. Trav. Inst. Rech. Sahara XI, S. 13—74.

BIROT, P., MACAR, P. (1964): Fortschritte der internationalen Hangforschung. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 5.

BIZARD, Ch., BONNET, A., FREULON, J. M., GERARD, G., DE LAPPARENT, A., VINCENT, P., WACRENIER, P. (1955): La Série Géologiques entre le Djado et le Tibesti (Sahara Oriental) C. R. Acad. Sciences France 241, S. 1320—1323.

BLACKWELDER, E. (1933): The Insolation Hypothesis of Rock Weathering. Amer. Journ. of Science 26, S. 97—113.

BLACKWELDER, E. (1942): The Process of Montain Sculpture by Rolling Debris. Journ. of Geomorph. 5, S. 325—328.

BLAIZOT, R. (1917): Les Sources Chaudes de Soborom. Renseignements Col. et Documents publ. par Le Comité de l'Afrique Francaise et le Comité du Maroc, S. 193—195.

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgs-Flüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Hausarb. f. d. 1. Wiss. Staatsprüfung, Manuskript II. Geogr. Inst. FU-Berlin.

BORDET, P. (1953): Remarques sur la Météorologie, l'Hydrographie et la Morphologie du Hoggar. Trav. Inst. Rech. Sahar. IX, S. 7—23.

BREMER, H. (1965): Musterböden in tropisch-subtropischen Gebieten und Frostmusterböden. Zeitschr. f. Geomorph. NF 9, S. 222—236.

BROCHU, M. (1964): Essai de Définition des Grandes Zones Périglaciaires du Globe. Zeitschr. f. Geomorph. NF 8, S. 32—39.

BRYAN, K. (1922): Erosion and Sedimentation in the Papago Country, Arizona. US Geological Survey Bull. X, S. 730 b.

BRYAN, K. (1926): Pedestal Rocks formed by Differential Erosion on Channel Erosion of the Rio Salado. Washington.

BRYAN, K. (1935): The Formation of Pediments. Reports of XVI Intern. Geol. Congr. Washington 1933.

BRYAN, K. (1935—36): Processes of Formation of Pediments at Granite Gap, New Mexico. Zeitschr. f. Geomorph. XXIX, S. 124—135.

BRYAN, K. (1940): The Retreat of Slopes. Annals Ass. Amer. Geogr. Vol. 30, S. 254—268.

BRYAN, K., LA RUE, E. L. (1927): Persistance of Features in an Arid Lanscape, the Navajo Twins, Utah. The Geogr. Rev. Vol. XVII, 2, S. 251—257.

BUDEL, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Petermanns Mitt. Erg.-H. 229.

BUDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im Gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, S. 483—519.

BUDEL, J. (1948): Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkde. II, S. 22—53.

BUDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwiss. 36, S. 105—112 und 133—139.

BUDEL, J. (1950): Das System der klimatischen Morphologie. Wiss. Verh. d. Dt. Geogr.-Tags München 1948. Landshut. S. 65—100.

BUDEL, J. (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwiss. 37, S. 438—449.

BUDEL, J. (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart 1, S. 16—26.

BUDEL, J. (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika auf Grund einer Forschungsreise 1950—51. Erdkde. VI, S. 104—132.

BUDEL, J. (1953): Die „periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkde. VII, S. 249—266.

BUDEL, J. (1954): Klima-morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erkde. VIII, S. 139—155.

BUDEL, J. (1954): Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung", als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung. H. Mortensen zu seinem 60. Geburtstag. Bremen-Horn, S. 63—85.

BUDEL, J. (1955): Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentrale Sahara). Erdkde. IX, S. 100 bis 115.

BUDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger Geogr. Arb. (Mitt. d. Geogr. Ges. Würzburg) H. 8.

BUDEL, J. (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. Verh. Dt. Geogr.-Tag. Bd. 33, Wiesbaden, S. 337—373.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Hausarb. f. d. 1. Wiss. Staatsprüfung, Manuskript II, Geogr. Inst. FU-Berlin.

CAILLEUX, A. (1949): Action des Ecoulements Liquides dans la Géomorphologie du Sud Oranais. C. R. Acad. Sciences, S. 669—671.

CAILLEUX, A. (1949): Ecoulements Liquides en Nappe et Aplanissements. Rev. Géomorph. Dyn. Nr. 6, S. 243—270.

CAPOT-REY, R. (1951): Sur quelques Formes de Relief de l'Adrar des Ifoghas. Trav. Inst. Rech. Sahar. VII, S. 195—199.

CAPOT-REY, R. (1953): Recherches géographiques sur les confins algérolibyens. Trav. Inst. Rech. Sahar. X, S. 33—73.

CAPOT-REY, R. (1953): Le Sahara Francais. Pays d'Outre-Mer. 2 Bde. Paris.

CAPOT-REY, R. (1956): Données nouvelles sur le climat de Montagne au Sahara Central. XVIII. Congr. Intern. Geogr., Rio de Janeiro T. I. S. 218—222.

CAPOT-REY, R., CORNET, A., BLANCHIN DE THE, B. (1963): Glossaire de Principaux Termes Géographiques et Hydrogéologiques Sahariens. Alger.

CHANG, JEN-HU (1957): Global Distribution of the Annual Range in Soil Temperatur. Transact. Amer. Geophys. Union 38, S. 718—723.

CHANG, JEN-HU (1957): World Patterns of Monthly Soil Temperatur Distribution. Ann. Assoc. Amer. Geogr. 47, S. 241—249.

CHANG, JEN-HU (1958): Ground Temperatur. 2 Bde. Blue Hill Met. Observ. Milton (Mass.).

CHAVAILLON, J. (1964): Etude Stratigraphique des Formations Quaternaires du Sahara Nord-Occidental (Colomb-Béchar à Reggane). Publ. du Centre des Recherches sur les Zones Arides, Série Géologie no. 5.

CHOLNOKY (1966): (zit. nach pers. Mitt. von S. SERVANT 1969)

CORTE, A. E. (1966): Particle Sorting by Repeated Freezing and Thawing. Biuletyn Peryglacjalny 15, S. 175—240.

COTTON, C. A. (1952): The Erosional Grading of Convex and Concave Slopes. Geogr. Journ. 118, S. 197—204.

CZAJKA, W. (1958): Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. Sdr aus: Schlern-Schriften 190 (Geogr. Forschungen, Festschr. zum 60. Geburtstag von H. Kinzl) Innsbruck, S. 31—43.

DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti. Acad. d. Sciences d. l'Inst. de France, Memoires T. 61, Paris.

DAVIS, W. M. (1899): The Geographical Cycle. Geogr. Journ. 14, 5 S. 481—504.

DERRUAU, M. (1958): Précis de Géomorphologie. Paris.

DRESCH, J. (1941): Recherches sur l'Evolution du Relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours.

DRESCH, J., RAYNAL, R. (1953): Notes sur les Formes Glaciaires et Periglaciaires dans le Moyen-Atlas, le Bassin de la Moulouya et le Haut-Atlas oriental et leur Limite d'Altitude. Notes et. Mem. Serv. Géol. Maroc 117, S. 111—121.

DRESCH, J., RONDEAU, A., EL AOUANI, M. (1960): Observations sur les Dépots des Versants et les Terrasses Climatiques en Tunisie. C. R. Som. Géol. France, S. 137.

DUBIEF, J. (1959): Le Climat du Sahara. 2 Bde. Alger.

DUMANOWSKI, B. (1960): Notes on the Evolution of Slopes in an Arid Climate. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 1, S. 178—189.

ERGENZINGER, P. (1968 a): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron, Tibestigebirge. Die Erde H. 2, S. 176—183.

ERGENZINGER, P. (1968 b): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 12, S. 98—104.

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Dtscher. Geogr.-Tag 1967. Tagungsber. und Wiss. Abh., Wiesbaden, S. 413—425.

ERGENZINGER, P. und JANNSEN, G. (1969): Grundsätze für geomorphologische Karten am Beispiel des Entwurfs zu einer geomorphologischen Übersichtskarte von West-Mitteleuropa im Maßstab 1 : 500 000. Forschungen zur Deutschen Landeskunde Bd. 178, Bad Godesberg.

FAURE, H. (1967): Lacs Quaternaires du Sahara. Intern. Symp. on Paleolimnology. Tihany.

FURRER, G. J. (1965): Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen. Zürich.

GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. 4. Aufl., Braunschweig.

GEZE, B. (1957): Reconnaissance Volcanologique du Tibesti. Bull. Dir. Min. Geol. A. E. F., S. 119—125.

GEZE, B., HUDELEY, H., VINCENT, P., WACRENIER, P. (1957): Succession et Age Probable des Formations Volcaniques du Tibesti (Sahara du Tchad, A. E. F.) C. R. Acad. Sciences, 245, 21, S. 1815—1818.

GEZE, B., VINCENT, P. (1957): Les Volcans du Tarso Yéga, du Tarso Toon, du Tarso Voon et de Soborom, dans le Tibesti Central. C. R. Acad. Sciences 245, S. 1938—1940.

GRAWE, O. R. (1936): Ice as an Agent of Rock Weathering. Journ. of Geol. XLIV.

GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti Region. Geogr. Journ. 126, I, S. 18—31.

GROVE, A. T., WARREN, A. (1968): Quaternary Lanforms and Climate on the South Side of the Sahara. Geogr. Journ. 134, II, S. 194—208.

GUILLIEN, Y. (1964): Grèzes Litées et Bancs de Neige. Geol. Min. Jahrb. 43, S. 103—112.

GUILLIEN, Y., RONDEAU, A. (1966): Le Modelé Cryonival de la Tunisie Centrale et Septentrionale. Ann. de Geogr. 409. LXXV année, S. 257—267.

HADER, F. (1959): Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung. Mitt. Geogr. Ges. Wien 97, S. 26—34.

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory, Hrsg. J. J. WILLIAMS und E. KLITZSCH. Amsterdam.

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. Berliner Geogr. Abh. H. 5, Arbeitsber. aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti I Feldarbeiten 1964/65.

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Dtscher. Geogr.-Tag 1967. Tagungsber. und Wiss. Abh., Wiesbaden, S. 401—411.

HASTENRATH, S. (1960): Klimatische Voraussetzungen und großräumige Verteilung der Frostrukturböden. Zeitschr f. Geomorph. N. F. 4, S. 69—73.

HELLMERS, J. H. (1944): Wüstenböden der nördlichen Sahara und der Sinai Halbinsel. Bodenkundl. Forsch. Bd. 8 Nr. 24, S. 232—264.

HEY, R. W. (1963): Pleistocene Screes in Syrenaica (Libya). Eiszeitalter und Gegenwart 14, S. 77—84.

HEYER, E. (1938): Über Frostwechselzahlen in Luft und Boden. Gerlands Beitr. zur Geophys. 52, S. 68—122.
HÖGBOM, B. (1908/09): Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala IX.
HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala XII.
HÖLLERMANN, P. W. (1967): Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen. Göttinger Geogr. Abh. H. 40.
HÖVERMANN, J. (1954): Über glaziale und „periglaziale" Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Vorläufige Ergebnisse einer Forschungsreise im Jahre 1953. H. Mortensen zu seinem 60. Geburtstag. Bremen-Horn, S. 87—111.
HÖVERMANN, J. (1962): Über Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. Biuletyn Peryglacjalny 11, S. 201—207.
HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, S. 126—135.
HÖVERMANN, J. (1967 a): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège Vol. 40, L'Evolution des Versants, Symp. Inter. Geomorph. Liège-Louvain 1966.
HÖVERMANN, J. (1967 b): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berl. Geogr. Abh. H. 5, Arbeitsber. aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti I Feldarbeiten 1964/65.
HOFFMANN, C. (1965): Frostmusterböden in der zentralen Sahara. Natur und Museum 95, 9, S. 403—406.
HUBER-PESTALOZZI, G. (1942): Das Phytoplankton des Süßwassers. In: Die Binnengewässer Bd. XVI, Teil 2.
HUSTEDT (1930): (zit. nach pers. Mitt. von S. Servant, 1969)
HUSTEDT (1949): (zit. nach pers. Mitt. von S. Servant, 1969)
JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berl. Geogr. Abh. H. 5, Arbeitsber. aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti I Feldarbeiten 1964/65.
JÄKEL, D. (1969): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Diss. Berlin 1969, Manuskript.
JAHN, A. (1964): Slopes Morphological Features Resulting from Gravitation. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 5, S. 59—72.
JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berl. Geogr. Abh., H. 8.
JOHNSON, D. W. (1932): Rock Fans of Arid Regions. American Journ. of Science Ser. 4. Vol. 23, S. 389—416.
JOHNSON, D. W. (1932): Rock Planes of Arid Regions. Geogr. Rev. Vol. 22, S. 656—665.
JOLY, F. (1962): Etudes sur le Relief du Sud-Est Marocain. Trav. de l'Inst. Scie. Chérien, Serie Géol et Gégr. Phys. 10.
KAISER, K. H. (1965): Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 9, S. 460—480.
KELLERSOHN, H. (1952): Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner Geogr. Arb. 1.
KLAER, W. (1962): Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 6, S. 17—32.
KLAER, W. (1962): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberger Geogr. Arb. 11.
KNETSCH, G. (1960): Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 1, S. 190—205.
KNETSCH, G., REFAI, E. (1955): Über Wüstenverwitterung, Wüstenfeinrelief und Denkmalzerfall in Ägypten. N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 101, S. 227—256.
KRETSCHMER, G. (1957/58): Die Ursache für Eisschichtenbildung in Böden. Wiss. Zeitschr. Friedrich-Schiller-Univ. Jena 7, S. 273—277.
KREUTZ, W. (1950): Bodenfrost. Umschau in Wiss. u. Techn. 2.
KUBIENA, W. L. (1955): Über die Braunlehmrelikte des Atakor. Erdkde. IX 2, S. 115—132.
KULS, W., SEMMEL, A. (1965): Zur Frage pluvialzeitlicher Solifluktionsvorgänge im Hochland von Godjam (Äthiopien). Erkde. XIX, S. 292—297.
LACROIX, A., TILHO, J. (1919): Les Volcans du Tibesti. C. R. Acad. Sciences France 168, S. 1169—1174, 1237—1240.
LEHMANN, O. (1933): Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrsheft Naturforsch. Ges. Zürich, S. 83—126.
LOSZINSKI, W. v. (1911): Die „periglaziale Fazies" der mechanischen Verwitterung. Naturwiss. Wochenschr. N. F. 10.
LOUIS, H. (1967³): Allgemeine Geomorphologie. Berlin.
MANGUIN (1952): (zit. nach pers. Mitt. von S. SERVANT, 1969)
MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Klimageomorphologie. Braunschweig.
MECKELEIN, W. (1965): Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. Erdkde. XIX, S. 31—39.
MEINARDUS, W. (1935): Bodentemperaturen in der Wüste bei Schellal, Oberägypten. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. V Geogr. Bd. I Nr. 1, S. 1—18.
MENSCHING, H. (1953): Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arb. 1.
MENSCHING, H. (1958): Glacis, Fußfläche, Pediment. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 2, S. 165—186.
MENSCHING, H. (1958): Entstehung und Erhaltung von Flächen im semi-ariden Klima, am Beispiel Nordafrikas. Verh. d. Dtsch. Geogr.-Tag Wiesbaden 1957, S. 173—184.
MENSCHING, H. (1960): Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Marokko vom 19. bis 31. Oktober 1959. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 4, S. 159—170.
MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. Geol. Rdschau 58, S. 62—82.
MENSCHING, H., RAYNAL, R. (1954): Fußflächen in Ostmarokko. Peterm. Mitt. 98, S. 171—176.
MESSERLI, B. (1966): Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen am Libanon und Hermon. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 10, S. 38—67.
MESSERLI, B. (1966): Die Schneegrenzenhöhe in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit—Pluvialzeit. Mitt. Naturforsch. Ges. Bern N. F. 23, S. 117—145.
MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvet. 22 Jg., 3.
MOLLE, H.-G. (1968): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Dipl.-Arb. II. Geogr. Inst. FU. Berlin, Manuskript.
MONOD, T. (1963): The Late Tertiary and Pleistocene in the Sahara, in F. C. Howell and F. Boulière (eds.) African Ecology and Human Evolution. Publs. Anthrop. Viking Fund Nr. 36, S. 143—147.
MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. N. F. 12.
MORTENSEN, H (1930): Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Peterm. Mitt. Erg.-H. 209.
MORTENSEN, H. (1930): Die Wüstenböden. Handb. d. Bodenlehre Bd. 3, Berlin.
MORTENSEN, H. (1933): Die Salzsprengung und ihre Bedeutung für die regional-klimatische Gliederung der Wüsten. Peterm. Mitt., S. 130—135.
MORTENSEN, H. (1950): Das Gesetz der Wüstenbildung. Universitas 5 Stuttgart.
MORTENSEN, H. (1956): Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. Union Geogr. Intern., Commssion pour l'Etude des Versants, Amsterdam, S. 96—104.
MORTENSEN, H. (1960): Zur Theorie der Formenentwicklung freier Felswände. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 1.
NACHTIGAL, G. (1879): Sahara und Sudan. 2 Bde. Berlin.
OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berl. Geogr. Abh. H. 5: Arbeitsber. aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti I Feldarbeiten 1964/65.
OBENAUF, K. P. (1969): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Odingueur, Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Diss. II. Geogr. Inst. Berlin.
OLIVER, J. (1966): Soil Temperatures in the Arid Tropics, with Reference de Khartoum. The Journ. of Trop. Geogr. Vol. 23, S. 47—54.

PATRICK und REIMER Vol. I (zit. nach pers. Mitt. v. S. SERVANT, 1969).

PEGUY, Ch.-P. (1961): Précis de Climatologie. Paris.

PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. Stuttgart.

PFANNENSTIEL, M. (1956): Das Quartär der Levante. Teil 3. Rezente Froststrukturböden und Karst des Uludagh (Westtürkei). Akad. d. Wiss. u. Lit., Abh. Math.-Nat. Kl. 5.

PISSART, A. (1964): Contribution Expérimentale à la Connaissance de la Genèse des Sols Polygonaux. Ann. Soc. Geol. Belg. 87 1963/64 No. 7, S. 213—223.

PISSART, A. (1966): Expériences et Observations à propos de la Genèse des Sols Polygonaux triés. Rev. Belge Géogr. Fasc. I, S. 1—19.

PIWOWAR, A. (1903): Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, S 335—359.

POSER, H. (1931): Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rdschau 22, S. 200—231.

POSER, H. (1933): Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rdschau 24, S. 105—121.

POSER, H. (1957): Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 1, S. 113—142.

RAMDAS, L. A., DRAVID, R. K. (1934): Soil Temperatures. Current Science 3, S. 266—267.

RANGE, P. (1920): Die tägliche Wärmeschwankung an der Oberfläche des Bodens im heißen ariden Klima. Meteorol. Zeitschr. 37.

RASCHKE, K. (1957): Über das nächtliche Temperaturminimum über nacktem Boden in Poona. Met. Rdschau. 10, S. 1—11.

RATHJENS, C. (1965): Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. Zeitschr. f. Geomorph. 9, S. 35—49.

RAYNAL, R. (1952): Quelques Exemples de l'Action du Froid et de la Neige sur les Formes du Relief au Maroc. Notes Marocaines Rabat No. 2, S. 87—91.

RAYNAL, R. (1961): Plaines et Piedmonts du Bassin de la Moulouya (Maroc Oriental). Etude Geomorphologique. Rabat.

RAYNAL, R. (1964): Recherches de Géomorphologie Périglaciaire en Afrique du Nord. Biuletyn Peryglacjalny 14, S. 91—98.

REICHE, P. (1950): A Survey of Weathering Processes and Products. Univ. of New Mexico Publ. Geol. 3.

RODIER, J. (1961): Reconnaissance Hydrologique dans le Masssif du Tibesti. Campagne 1960, O. R. S. T. O. M. O. C. R. S. Nov. 1961 (zit. nach Dubief, J., 1959).

ROGNON, P. (1960): L'Evolution Morphologique des Vallées de l'Atakor. Trav. Inst. Rech. Sahar. XIX, S. 25—49.

ROGNON, P. (1962): Observations Nouvelles sur le Quaternaire du Hoggar. Trav. Inst. Rech. Sahar. XXI, S. 57—79.

ROGNON, P. (1963 a): L'Evolution Actuelle des Formes du Relief de l'Atakor. Trav. Inst. Rech. Sahar. XXII, S. 61—78.

ROGNON, P. (1963 b): Le Modele de Haute Montagne dans l'Atakor (Sahara Central). Bull. de l'Ass. de Geogr. Franc., S. 13—28.

ROGNON, P. (1967 a): Climatic Influences on the African Hoggar during the Quaternary based on Geomorphic Observations. Ann. of the Ass. of Americ. Geogr. Vol. 57, 1, S. 115—127.

ROGNON, P. (1967 b): Le Massif de l'Atakor et ses Bordures (Sahara Central). Etude Géomorphologique. Centre de Rech. sur les Zones Arides, Série Géologie 9.

ROTTIER, CPT. (1924): Le Sahara Oriental. Renseignements Col. et Documents Publ. par le Comité de l'Afrique Francaise et le Comité du Maroc.

SCHARLAU, K. (1953): Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den hessischen Basaltberglandschaften. Erdkde. VII, S. 99—110.

SCHENK, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. Hes. Landesamt f. Bodenforsch. 13.

SCHENK, E. (1955): Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. Eiszeitalter und Gegenwart 6, S. 170—184.

SCHMID, J. (1955): Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg.

SCHWALBE, G. (1922): Über die Temperaturminima in 5 cm über dem Erdboden. Meteorol. Zeitschr. 39, S. 41—46.

SERVANT, M., ERGENZINGER, P., COPPENS, Y. (1969): Sur la Présence d'un Delta Lacustre Holocene au Sud du Tibesti (Falaise d'Angamma). In Druck bei: C. R. Acad. Sciences France.

SPREITZER, H. (1957): Zur Geographie des Kilikischen Ala Dagh im Taurus. Festschr. 100 Jahre Geogr. Ges. Wien.

TABER, St. M. (1929): Frost Heaving. Journ. of Geol. 37.

TABER, St. M. (1930): The Mecanics of Frost Heaving. Journ. of Geol. 38.

THOMPSON, B. W. (1965): The Climate of Africa. Nairobi, London, New York, Oxford Univ. Press.

TILHO, J. (1920): The Exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1912—1917. The Geogr. Journ. 56, S. 81—99, 161—183, 241—267.

TILHO, J. (1929): Du Lac Tchad aux Montagnes du Tibesti. Paris.

TRICART, J. (1957): L'Evolution des Versants. Inf. Géogr. 3.

TRICART, J. (1963): Géomorphologie des Régions Froides. Paris.

TRICART, J. (1967): Le Modelé des Régions Périglaciaires. Paris.

TRICART, J., CAILLEUX, A. (1950): Un Type de Solifluxion: les Coulées Boueuses. Rev. Geomorph. Dyn. 1.

TRICART, J., CAILLEUX, A. (1960/61): Le Modelé des Régions Sèches. Paris.

TROLL, C. (1943): Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorol. Zeitschr. 60, S. 161—171.

TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdschau. 34, S. 545—694.

TROLL, C. (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkde. I, S. 162—175.

TROLL, C. (1948): Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation Erdkde. II, S. 1—21.

TROLL, C. (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Peterm. Geogr. Mitt. Erg.-H. 262, S. 213—226.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berl. Geogr. Abh. H. 5: Arbeitsber. aus der Forschungsstation Badai/Tibesti I Feldarbeiten 1964/65.

VINCENT, P. (1963): Les Volcans Tertiaires et Quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). Mem. Bureau Rech. Géol. et Min. 23, Paris.

WACRENIER, P., HUDLEY, H., VINCENT, P. (1958): Notice Explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 1000 000. Brazzaville.

WALTHER, J. (1891): Die Denudation in der Wüste. Abh. Math.-Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss. 16, S. 345—570.

WALTHER, J. (1924): Das Gesetz der Wüstenbildung. Leipzig.

WICHE, K. (1953): Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Goungebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien 95, S. 4—41.

WICHE, K. (1955): Klimabedingte Formengestaltung im Mittelabschnitt des Hohen Atlas. Tagungsber. u. Wiss. Abh. Dtsch. Geogr.-Tags Essen 1953, S. 140—147.

WICHE, K. (1963): Fußflächen und ihre Deutung. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. 105 H. 3, S. 519—532.

WISSMANN, H. v. (1951): Über seitliche Erosion. Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung. Colloquium Geographicum 1.

YOUNG, A. (1961): Charakteristik and Limiting Slope Angles. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 5, S. 126—131.

ZIEGERT, H. (1967): Klima- und Siedlungsgeschichte der Sahara. Vortrag im Berliner Geogr. Collq. Januar 1967.

ZIEGERT, H. (1967): Zur Pleistozän-Gliederung in Nordafrika. Afrika Spectrum H. 3.

LUFTBILDER: NF 33-VI 19—24, 34—39
NF 33-XII 230—235, (1956/57) IGN Paris

KARTEN: Minute Photogrammetrique au 1 : 200 000
Nr. NF 33-VI, NF 33-XII
Carte de l'Afrique Centrale au 1 : 200 000
Carte de l'Afrique 1 : 1 000 000 NF 33 Djado.

VERZEICHNIS

der bisher erschienenen Aufsätze (A) und Mitteilungen (M) aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

ERGENZINGER, P (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89—94. Tripoli, 1966. (A)

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. In: Informationen aus Kultur und Wirtschaft. Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67. Bonn. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. Bd. 12, 98—104, Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, 176—183. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967 Wiesbaden. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'Ouadi de Bardagé en 1968. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 2, p. 21—37, Belgrad. (A)

HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. Die Erde, 96. Jg. Heft 1, S. 47—48, Berlin 1965. (M)

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53—58, Tripoli 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59—64, Tripoli, 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, 97. Jg. Heft 4, S. 268—288, Berlin, 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. Afrika-Spectrum, H. 3, H. 48—59, Hamburg. (A)

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Erdkunde, XXII, H. 4, S. 257—269, Bonn. (A)

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, Wiesbaden. (A)

HAGEDORN, H. und D. JÄKEL (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs Im Tibesti-Gebirge (Tschad), Vortragsmanuskript VIII. INQUA Kongress, Paris. Bull. Ass. Sénég. ét. Quatern. Ouest afr., Dakar, No. 23, novembre.

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, 94. Jg. Heft 2, S. 126—135, Berlin, 1963. (M)

HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131, Berlin, 1965. (M)

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrés et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40 L'évolution des versants. Liège. (A)

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, 19. Jg., H. 4, Gütersloh. (A)

KAISER, K.-H. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft) Heft 13, 143—156. Köln. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183—202, Berlin, 1966. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203—204, Berlin, 1966. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205—207, Berlin, 1966. (A)

Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

HAGEDORN, H.: Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Zusammenfassung eines Referats gehalten auf der DEUQUA-Tagung im August 1966 in Göttingen. Im Druck.

HAGEDORN, H. (1969): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Im Druck.

HAGEDORN, H. und D. JÄKEL (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tschad). Vortragsmanuskript VIII. INQUA Kongress, Paris. Im Druck.

HAGEDORN, H. und H. J. PACHUR (1969): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South-Central Libya. Vortragsmanuskript, Meeting Geology on Libya, Tripoli. Im Druck.

HECKENDORF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

JANNSEN, G. (1969): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (zentrales Tibesti). Dissertation an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin, Berlin. Im Druck.

JÄKEL, D. (1969): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Dissertation an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin, Berlin. Im Druck.

MOLLE, H.-G. (1968): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Unveröffentlichte Diplomarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin.

OBENAUF, K. P. (1969): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Dissertation an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin, Berlin. Im Druck.

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geom. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin-Dahlem.

Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:

PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4.

Abb. 1: [illegible]

Abb. 2: Hauptterrassenflache auf Riedeln ostlich des Enneri Yedri durch rezente Kastentaler zerschnitten. Stark zerrunste Steilhange. Unterlagernd Sedimente der Beckenverschüttung

Abb. 3: [illegible]

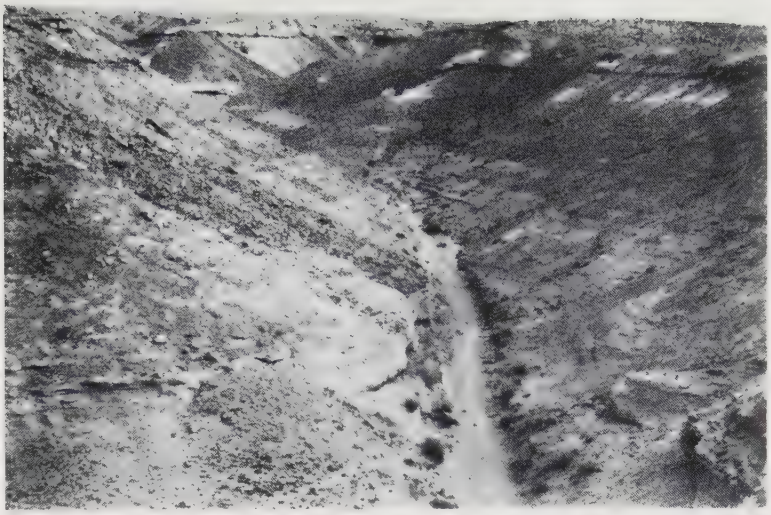


Abb. 4: Tal in den Sedimenten der Beckenverschüttung. Tiefster Teil: Kastental, darüber Kerbtal mit geraden schwach schuttbedeckten Haldenhängen. Oben dünne Schotterlage der Hauptterrasse.

Abb. 5: Enneri Alahi mit zum Tarso-Zentrum einfallenden Schichten der Beckenverschüttung, darüber Niveaus und Körper der Niederterrasse und Hauptterrasse.

Abb. 6: Schotter der Niederterrasse über feingeschichteten Aschen, Tuffen und Bimsen (Maßstab: Hammer links neben dem Riß).

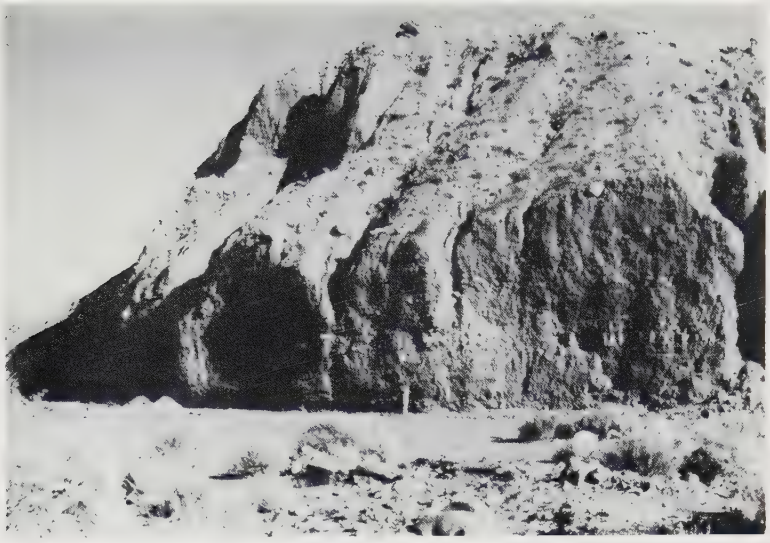


Abb. 7: Akkumulationskörper der Hauptterrasse bei A 4 (Maßstab: Mann in Bildmitte).

Abb. 8: 3 Schotterakkumulationen am Enneri Alahi. Helle nach rechts einfallende Schichten der Beckenverschüttung, links im oberen Teil dünne Lage grauer Hauptterrassenschotter, Bildmitte: Niederterrassenschotter in altem Tal.

Abb. 9: Terrassen im Enneri Alahi. Oben Hauptterrasse, links unten über den hellen Sedimenten Niederterrasse, unter beiden in unterschiedlicher Höhe gekappte Beckenverschüttung.

Abb. 10: Typische Sedimente

Abb. 11: Tarso Soborom. Hauptterrassen-Schrägflächen, rezente Flußbetten im Niveau der Niederterrasse

Abb. 12: Soborom. Fläche der Hauptterrasse über Sinterablagerungen. Eingeschnitten ein Tal mit Niederterrasse und rezentem Flußbett. Am rechten Hang kleine Flächenreste und Schwemmfächer der H.-T.

Abb. 13: Enneri Soborom. Schluchtartiges kleines Kastental mit Schottersohle, darüber konvexe Hänge mit intensiver Schuttproduktion.

Abb. 14: Enneri Kochen. Beckenartige Talweitung mit Hauptterrasse, Niederterrasse und rezentem Flußbett. Hinten Hauptterrassen-Schrägflächen.

Abb. 15: Westlicher Rand des Tarso Voon. Stark zerschnittene Hänge mit Felskanten, große Blöcke im Hangschutt, in weichen Tuffen Hänge unterschnitten und weitgehend schuttfrei. Im Vordergrund Talsohle mit Niedrigwasserrinnen. Grobe Schotter: bei Hochwasser umgelagerte Niederterrassenschotter.

Abb. 16: Flaches Muldental in der Hauptterrassenfläche nahe Enneri Alahi. Hänge im Basalt gestreckt, oben Basaltkante — Haldenhang— Schutthang — Flachhang in die Terrasse übergehend. Im Hintergrund Kerbtäler des nördlichen Randes. Helle Farbe des Schutts zeigt rezente Bewegung an.

Abb. 17: Unterschnittener Hang in der Hauptterrassenakkumulation. Rechts im Mittelgrund kleine Niederterrassenfläche. Der Hangschutt zieht von der Hauptterrasse über die Niederterrasse ins rezente Flußbett. Hintergrund: Basaltstufe mit Haldenhang — Schutthang — Flachhang.

Abb. 18: Talanfang einer flachen Mulde im Basalt (Tarso Idri). An den Seiten durchragendes, anstehendes Gestein. In der Mulde mächtige Schuttdecke.

Abb. 19: Tal des nordwestlichen Randes mit geraden, steilen Hängen und breiter Schottersohle. Große Blöcke: Reste der Niederterrassenakkumulation. Rechte Seite: heller Hangsporn = Hauptterrasse. Ausbeißen harter Schichten und einzelner Schotterlagen führt zur Bildung kleiner Wände.

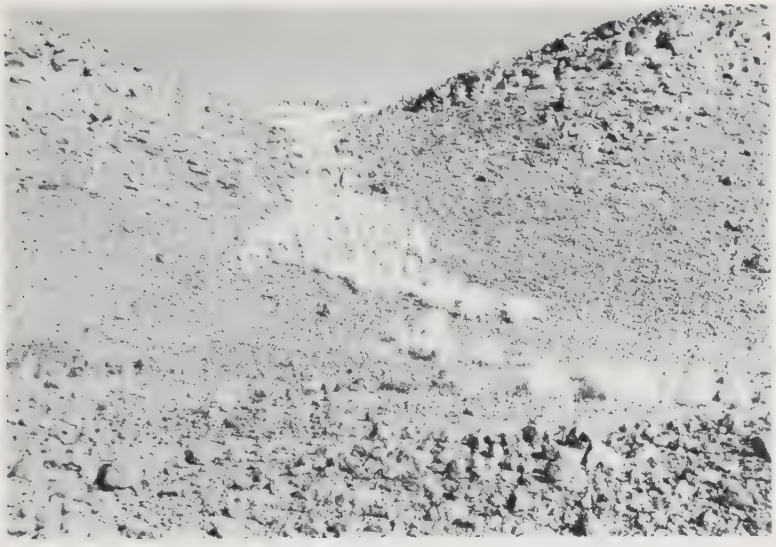


Abb. 20: Hangdelle in kleiner Basaltstufe mit einem kleinen Schuttfächer. Auf dem Hang kleine Terrassetten (Höhe 2100 m).

Abb. 21: Durch Dellen gegliederter Hang, vor den Dellen kleine Schuttfächer Auf dem Hang kleine Terrassetten (Höhe 2500 m).

Abb. 22: Doppelter Schwemmfächer (Hauptterrasse — Niederterrasse — rezente Rinne). Vorn: Hauptterrasse.

Abb. 23: Schutthang mit Terrassetten, gegliedert durch kleine Dellen und Runsen, in die Schutt hinein wandert (2500 m).

Abb. 24: Flachhang (13° im Mittelgrund), vorn bei 10° kleine Terrassetten (Tiefe etwa 0,5 m) (2100 m).

Abb. 25: Schutthang (18 °), große Platten in Bewegung. Verfüllung kleiner Runsen (2400 m).

Abb. 26: Vorn Schutthang mit groben hangab eingeregelten Blöcken. Dahinter durch Runsenspülung in weichem Material (graue Flecken rechts) zerschnitten (im Tal ist der Hangfuß unterschnitten). Im Hintergrund rechts: Ignimbrit-Rampen des Südosthanges des Tarso Voon.

Abb. 27: Flachhang (5 °) mit Terrassetten und hellem rezent bewegtem Schutt (2400 m).

Abb. 28: Basaltflachhänge auf dem Tarso Idri (2100 m). Von den groben Blöcken (durchragendes Anstehendes) wandert plattiger Schutt auf die Fläche. Heller Kreis: „Eselsuhlflecken".

Abb. 29: Abwandernder scherbiger Schutt aus grob geklüftetem Basalt über feinem plattigem. Abnahme der Blockgröße mit der Entfernung vom Ausgangsgestein (2100 m).

Abb. 30: Grob strukturierte Basaltschuttdecke des Tarso Idri. Kleine Kuppen und Dellen, überzogen von kantigem Blockschutt und Feinschutt.

Abb. 31: Hangterrassetten in grobem Basalt, scharfkantiger Schutt bewegt (2500 m).

Abb. 32: Strukturierter Flachhang auf dem Tarso Idri (4°) Schutt bewegt, Sortierungstiefe 10—15 cm. Blickrichtung hangauf (2100 m).

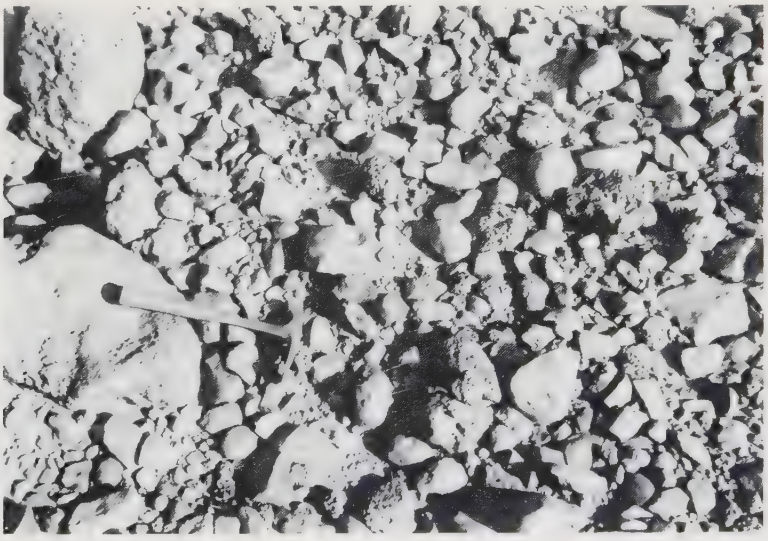


Abb. 33: Kleinstrukturen z. T. mit Steinpflaster im Ring (links unten). Sortierungstiefe 4 cm, Neigung 4° von rechts nach links. Kleiner Schuttwulst hinter dem Stein mit dem Hammer (2100 m).

Abb. 34: Frischer Kernsprung im Basalt. Scherbe an der Bleistiftspitze hat an der Oberfläche frische Gesteinsfarbe. Sie paßt an den darüber liegenden kantigen Block. Die obere Fläche des Blockes an den hellen Stellen mit Lehmhaut bedeckt, sonst dunkelbraune Patina, wie am Stein, an dem der Bleistift lehnt (2100 m).

Abb. 35: Strukturen im Ignimbritschutt, 4 cm tief sortiert (2450 m).

Abb. 36: Ringförmige Strukturen auf der Hauptterrasse, Sortierung auf der Oberfläche (2100 m)

Abb. 37: Eis aus einer kleinen Wasserschüssel, die auf dem Boden gestanden hatte (Tarso Idri, 2050 m, 8. 11. 1965).

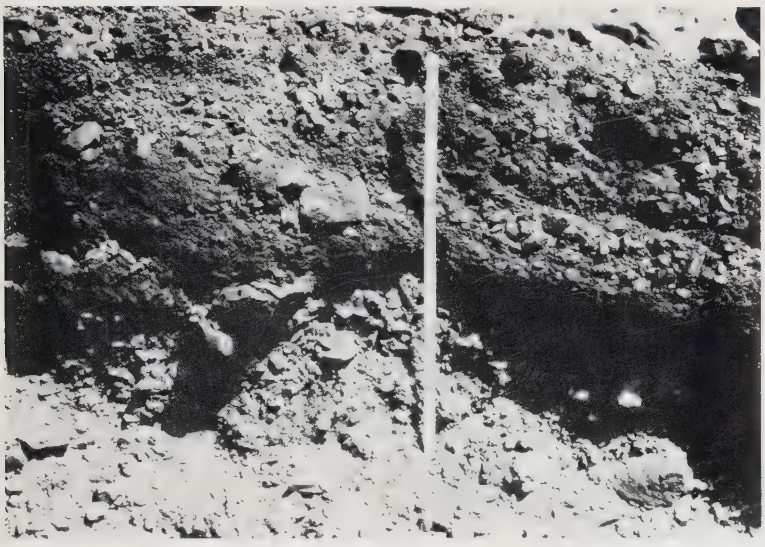


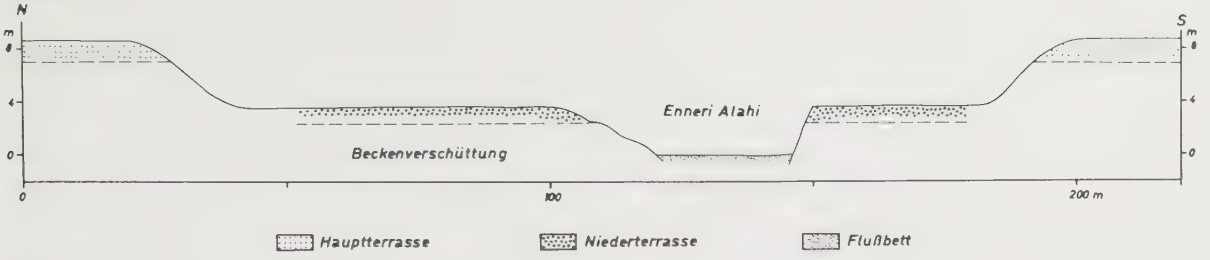
Abb. 38: Rötlich-brauner verfestigter Hangschutt, schwach gegliedert. Schwarze Krusten durchziehen den Schutt. Aufschluß A 6.

Abb. 39: Brauner Boden unter 10 cm Scherbenschutt, Schutt leicht verbacken. Obere 5 cm im Aufschluß rezent bewegt (2300 m; 6° Neigung) Aufschluß A 7.

Abb. 40: Schuttdecke über vergrustem Basalt. Blöcke und Scherben in braunem Mittel, oberste 5 cm ausgebleicht und rezent bewegt (2500 m; 3° Neigung) Aufschluß A 8.

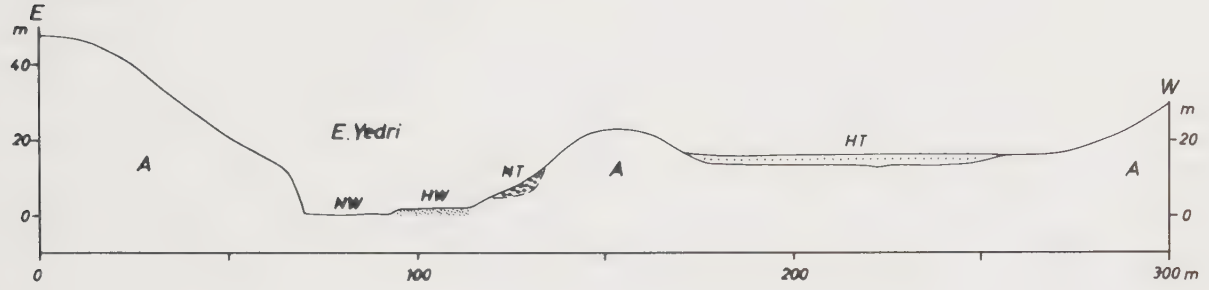
Abb. 41: 20 cm Hangschutt über dunkelbraunem Boden einer Terrasse in einem Tal des Tarso Idri (2100 m) Aufschluß A 9.

Profil 1

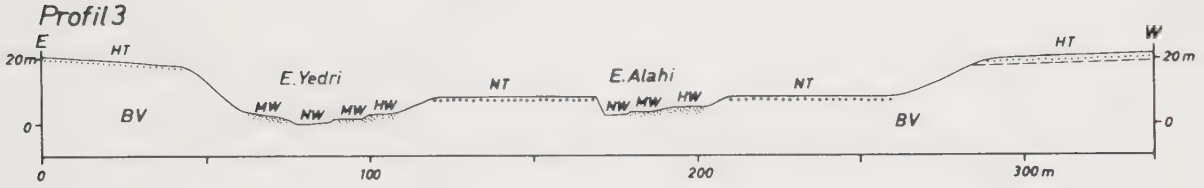


Hauptterrasse Niederterrasse Flußbett

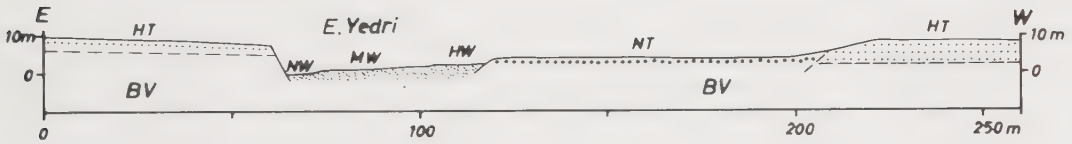
Profil 2



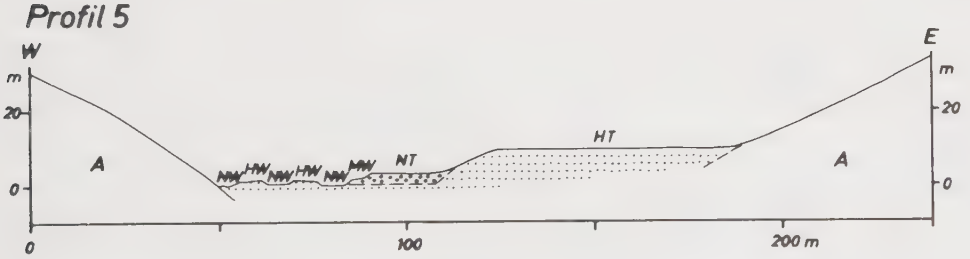
Profil 3



Profil 4



Profil 5



Legende zu Profil 2–5

A anstehendes Gestein

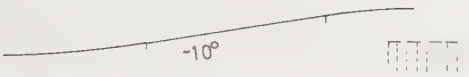
BV Beckenverschüttung

HT Hauptterrasse

NT Niederterrasse

Flußbett

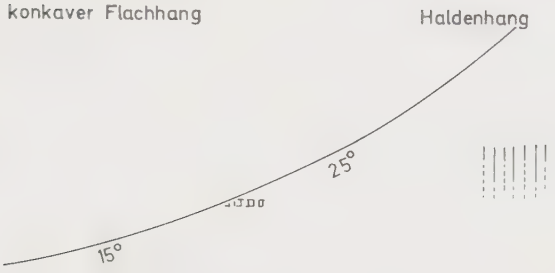
HW Hochwasserbett
MW Mittelwasserbett
NW Niedrigwasserbett



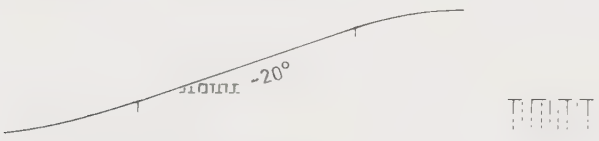
7 gestreckter Flachhang

6 konkaver Flachhang

Haldenhang

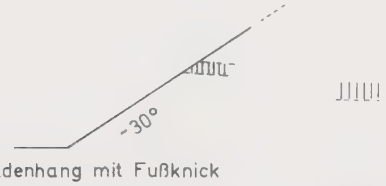


5 konkaver Schutthang

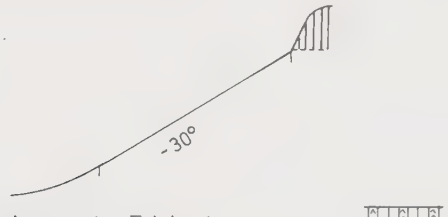


4 gestreckter Schutthang

oberes Ende wie 1 oder 2

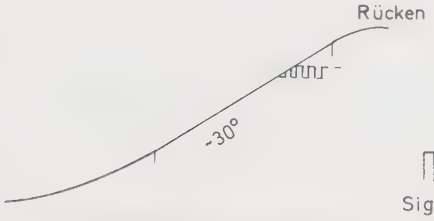


3 Haldenhang mit Fußknick



2 Haldenhang unter Felskante
z.T. zerrunst

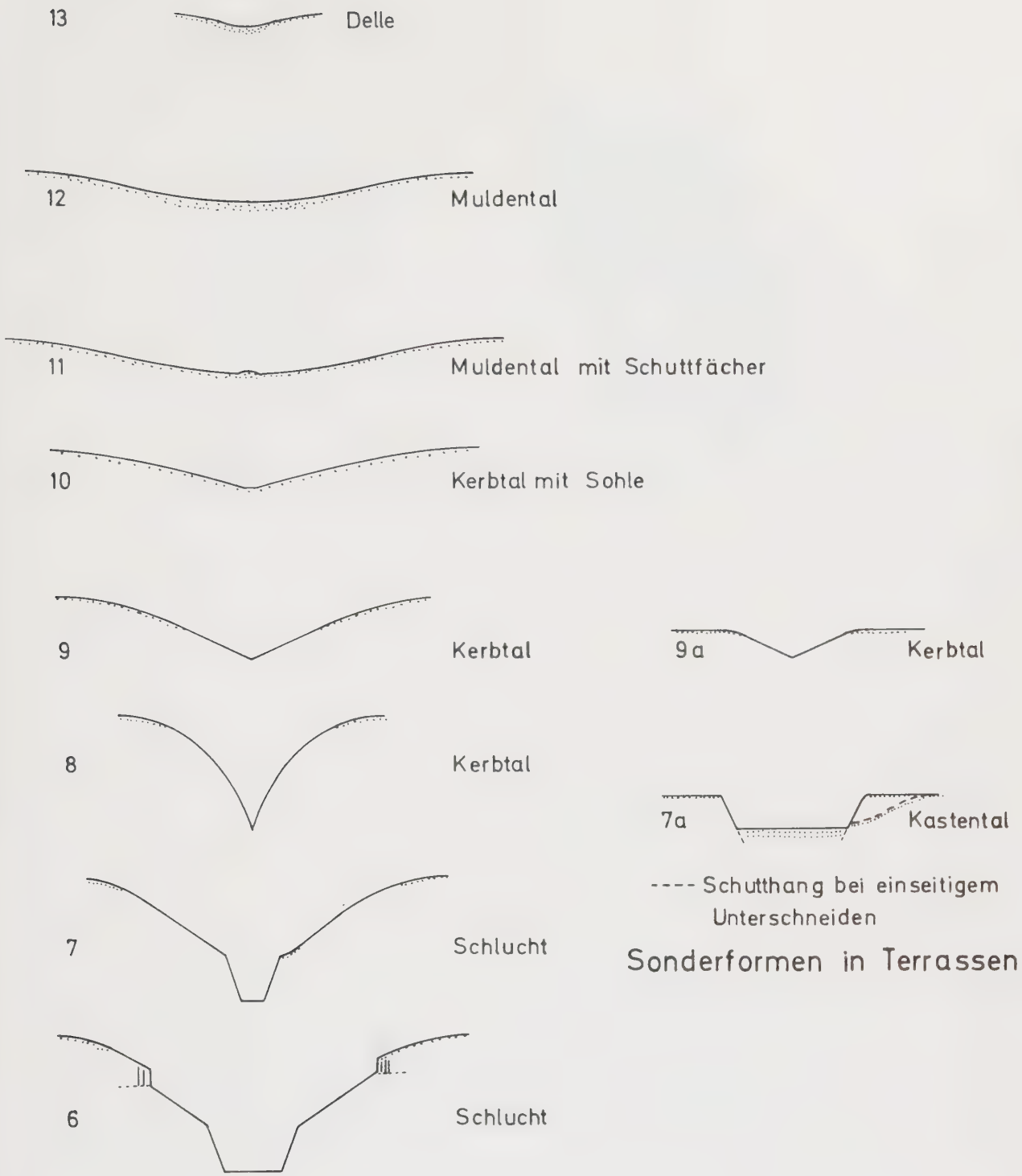
Rücken



1 glatter Haldenhang mit Schuttfuß

Signatur in der
Karte 1:25000

Hangprofile (schematisch)



Talquerprofile (schematisch)

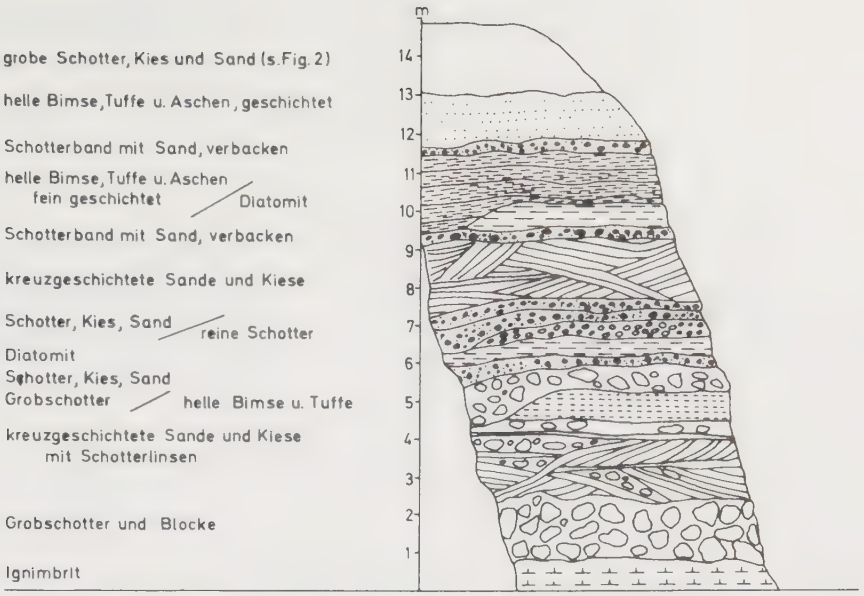
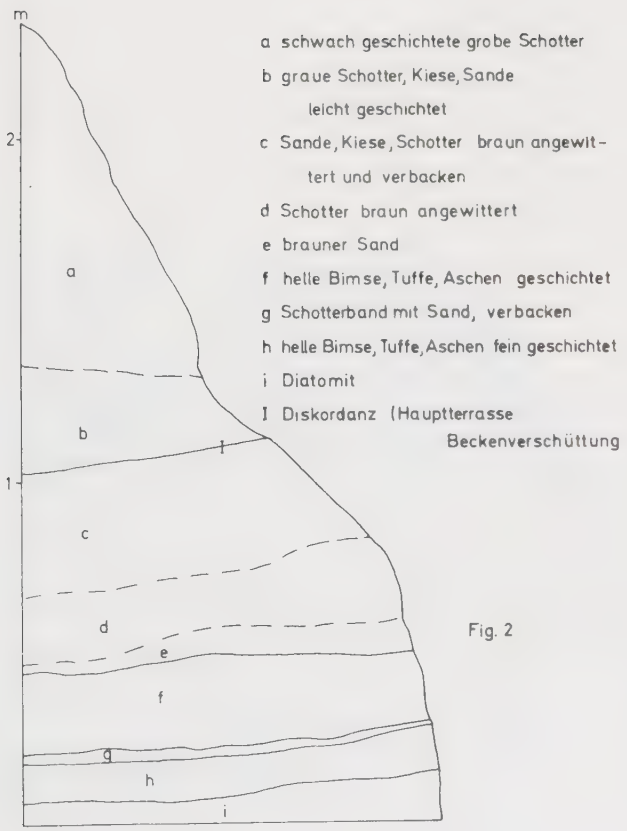
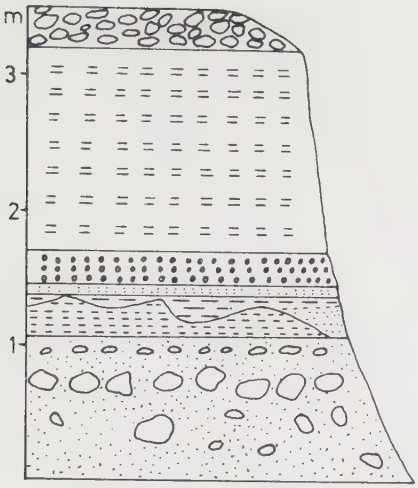


Fig. 1 Aufschluß 1



a schwach geschichtete grobe Schotter
b graue Schotter, Kiese, Sande leicht geschichtet
c Sande, Kiese, Schotter braun angewittert und verbacken
d Schotter braun angewittert
e brauner Sand
f helle Bimse, Tuffe, Aschen geschichtet
g Schotterband mit Sand, verbacken
h helle Bimse, Tuffe, Aschen fein geschichtet
i Diatomit
I Diskordanz (Hauptterrasse Beckenverschüttung

Fig. 2



Schotter unverfestigt, braun

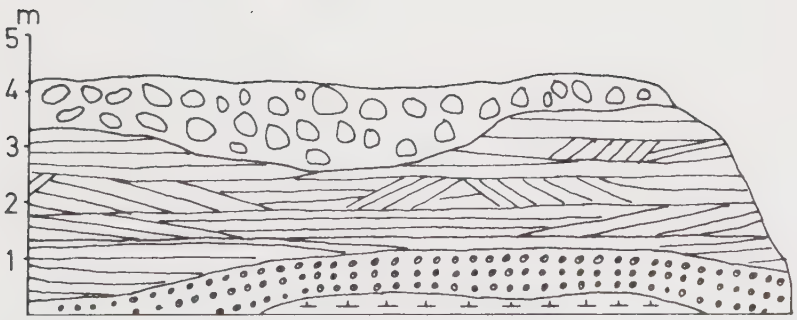
Bimse, Tuff, Aschen fein
fluvial geschichtet

Bimse grob, geschichtet

schwarze Tuffe u. Aschen
gemischt
Diatomit weiß Glassand schwarz

Schotter mit leicht lehmigem
Sand verbacken, braun u.
leicht vergrust

Fig. 3 Aufschluß 2



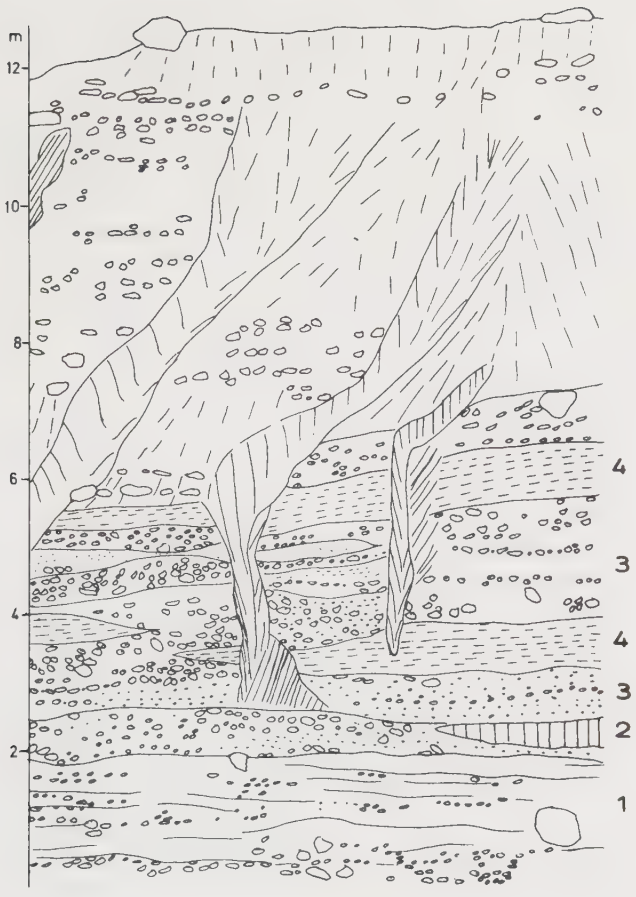
Schotter unverfestigt, braun

feine Bimse u. Tuffe, fluvial geschichtet

grobe Bimse, geschichtet

Ignimbrit

Fig. 4 Aufschluß 3 schematisch



1: unregelmäßig geschichtetes Material
Blöcke, Schotter, Kiese, Sande

2: feingeschichtetes toniges Material

3: wie 1 mit Sandbändern und Linsen von Sand

4: ungeschichtetes schluffiges Material

oberer Teil des Aufschlusses Hang mit Hangschuttstreu
unterer Teil unterschnittene Wand
durchgehende Runsen

Fig. 5 Aufschluß 4

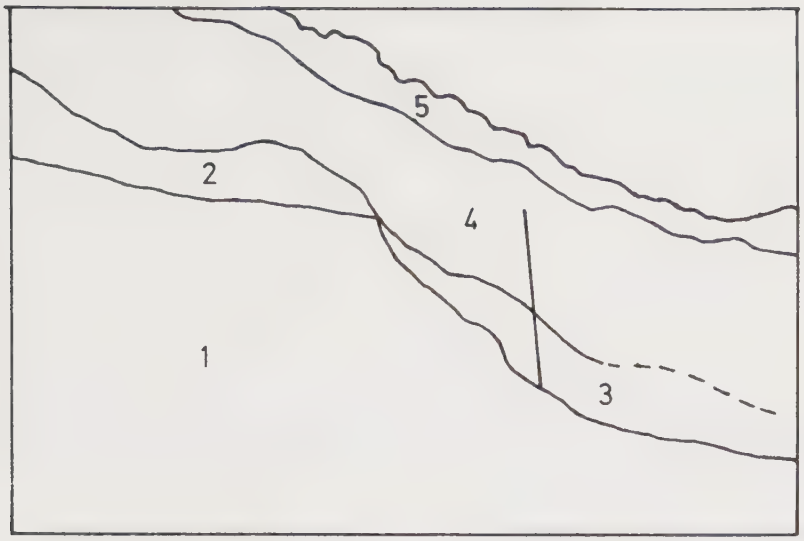


Fig.6 Aufschluß 5

1 vergruster Basalt

2 Hauptterrasse, geschichtet

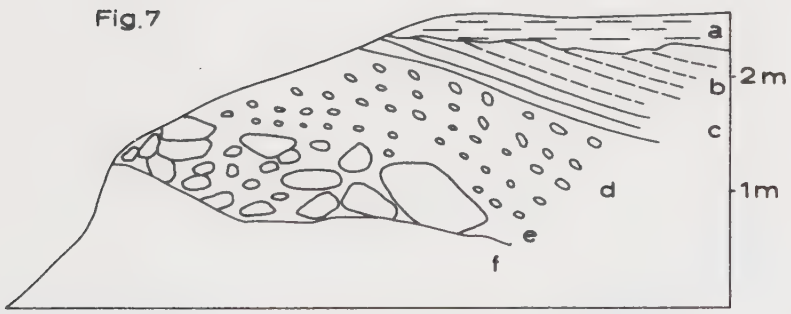
3 Basishangschutt Niederterrasse

4 Hangschutt Niederterrasse

5 rezenter Hangschutt

Maßstab 1,80m

Fig.7



a Schotter der Hauptterrasse
b braune Sande mit kleinen Schottern
c Bimse u. Tuffe
d Schotter (10-15cm lang)
e Schotter u. Blöcke
f Basaltgruß

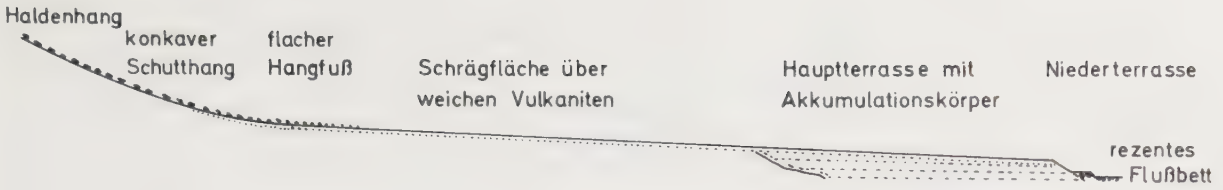


Fig. 8 Schrägfläche und Hauptterrasse im E. Kochen (schematisch)

Fig. 9 Schuttdecke auf dem Tarso Idri

Fig. 10 Schuttzungen

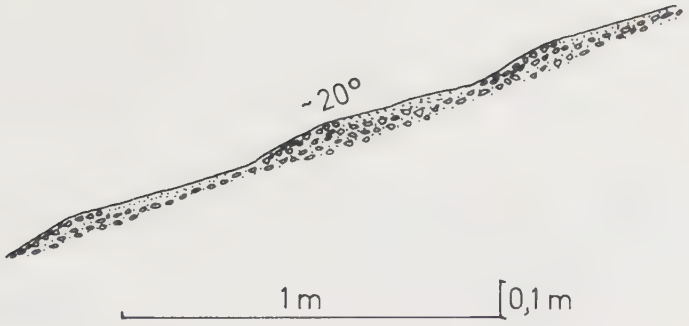


Fig. 11 Schwemmterrassetten

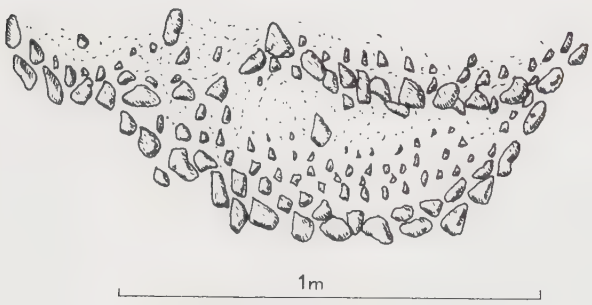


Fig. 12 Terrassetten (Grundriß)

Fig. 12a

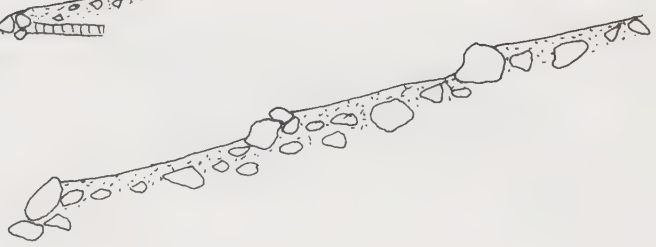


Fig. 12b

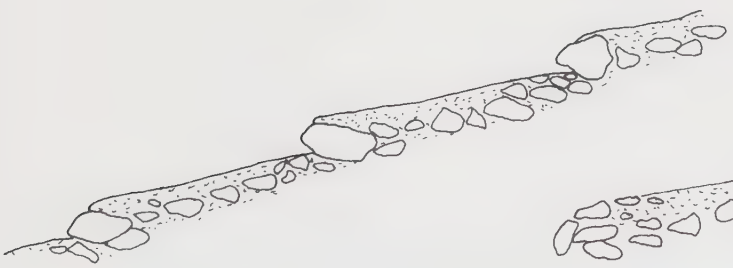


Fig. 12c

Fig. 12d

Hangneigung unter 25°

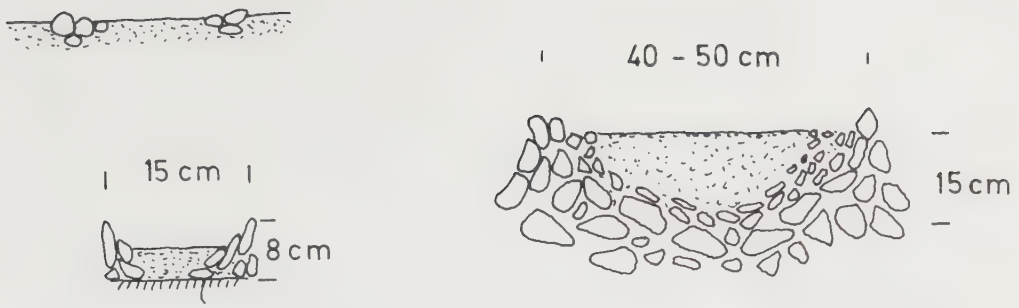
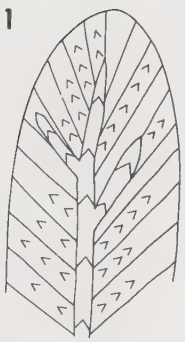
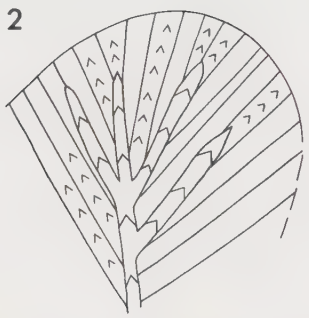


Fig. 13 Strukturen

Fig. 14



Steilhängiger Talschluß mit z.T. zerrunsten Haldenhängen, Kerbe in der Tiefenlinie.

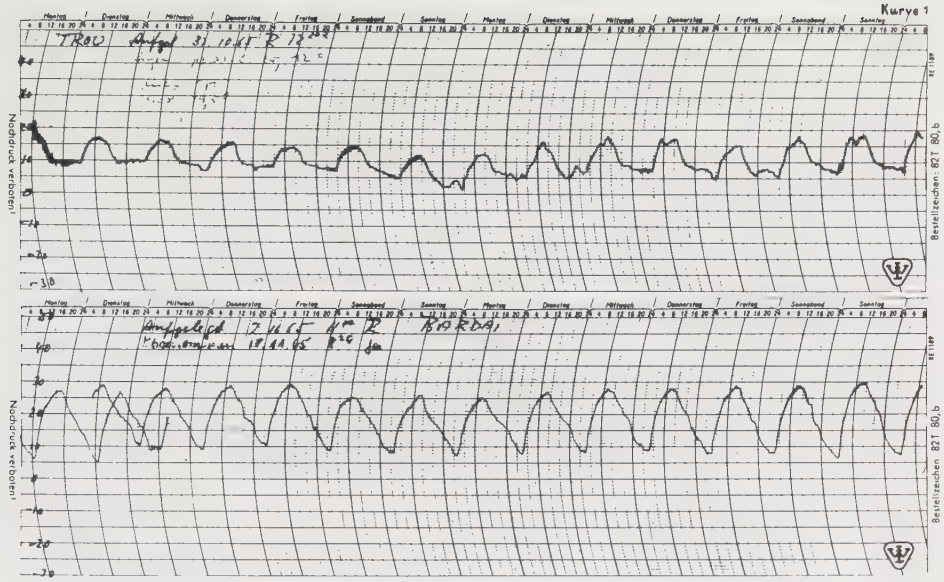


Bogenförmiger Talschluß mit Felskante, zerrunsten Haldenhängen und in Gefällerichtung verlaufenden Kerben. Beginn der Hauptkerbe am Treffpunkt mehrerer kleiner.

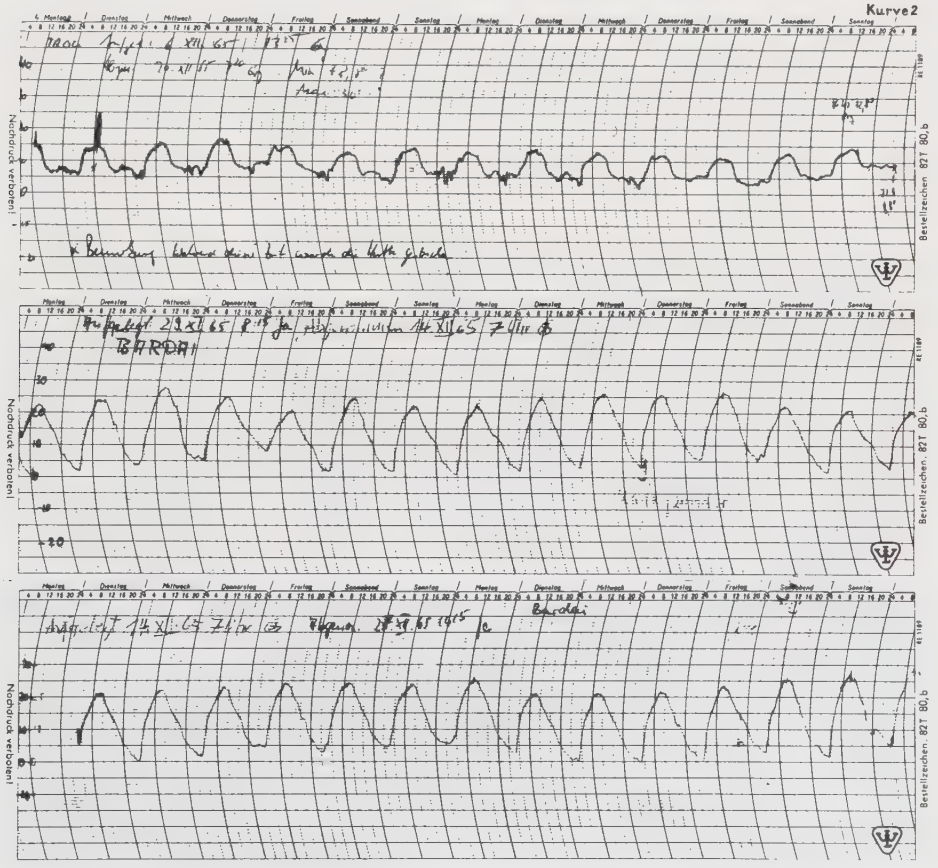
Muldenförmige Talschlüsse bei unterschiedlichem Untergrund.

1. Im weichen Gestein ohne Schuttdecke, Runsen treffen sich in einem Punkt. Unterhalb des Zusammenlaufs beginnt das Kerbtal.
2. Im weichen Gestein mit Schuttdecke. Eine Schuttzunge zieht ins Kerbtal hinein.
3. Im harten Gestein oder in mächtiger Schuttdecke. Beginn der Tiefenlinie nach einem kurzen muldenförmigen Talstück.

Kurve 1

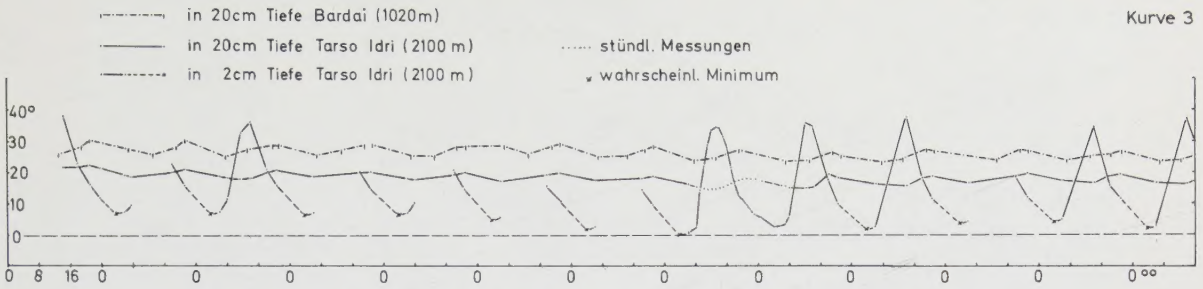


Kurve2

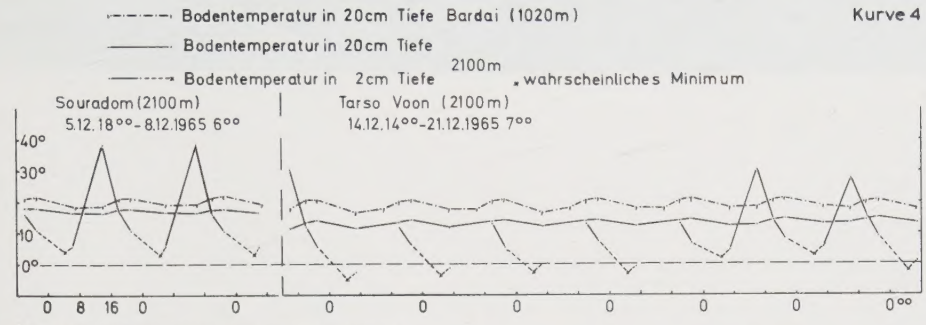


Gang der Bodentemperaturen vom 31.10.13°°-12.11.1965 16°°

Kurve 3

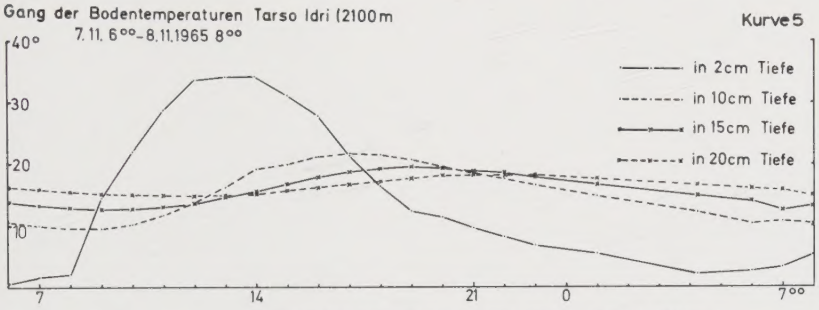


Kurve 4



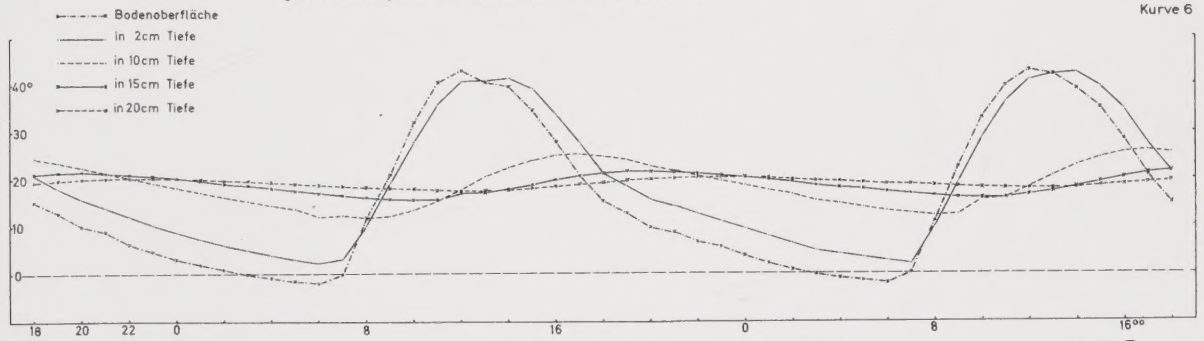
Gang der Bodentemperaturen Tarso Idri (2100m

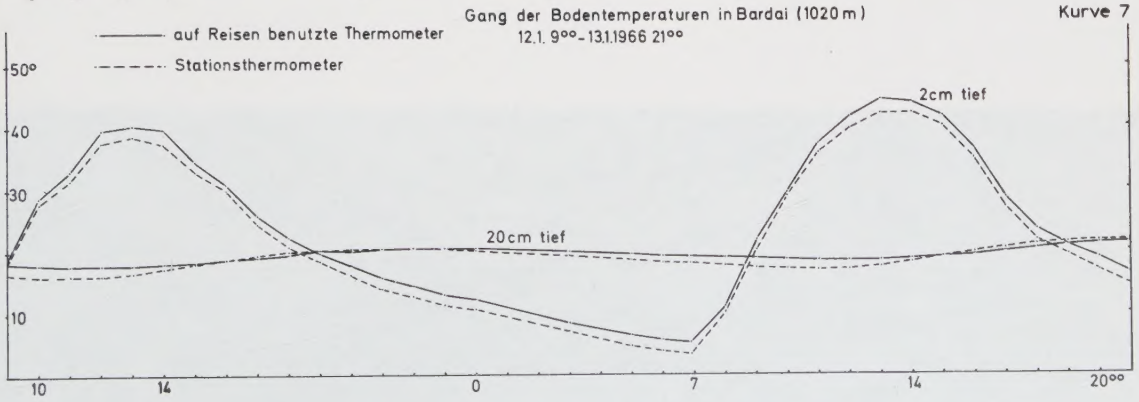
Kurve 5



Gang der Bodentemperaturen in Bardai (1020m) 31.18°°-5.1.1966 18°°

Kurve 6



Gang der Bodentemperaturen in Bardai (1020 m)
12.1. 9°°-13.1.1966 21°°

Kurve 7